Stoßwellenmetamorphose des Anorthosits vom Manicouagan Krater, Quebec, Canada

DISSERTATION
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von
Ulf Dworak
aus Bad Harzburg

1969

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547611_0040

Stoßwellenmetamorphose des Anorthosits vom Manicouagan Krater, Quebec, Canada

DISSERTATION
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von
Ulf Dworak
aus Bad Harzburg

1969

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 12.6.1969

Dekan	: Prof. Dr. A. Seilacher
1. Berichterstatter	: Prof. Dr. W. v. Engelhardt
2. Berichterstatter	: Prof. Dr. R. Schönenberg

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. Einleitung	5
II. Zur Gestalt, Struktur und Petrographie des Manicouagan Kraters	7
1) Morphologisch-strukturelle Betrachtung	7
2) Petrographie der Kratergesteine	1o
III. Mineralbestand der untersuchten Anorthosit-Proben	22
IV. Die optische Orientierung der Plagioklase	25
V. Deformationsstrukturen und Umwandlungserscheinungen der Plagioklase	35
1) Brüche	36
2) Spannungsrisse	36
3) Deformationsbänder	38
4) Planare Elemente	38
a) Dekorierte planare Elemente	4o
b) Nicht dekorierte planare Elemente	41
c) Homogene Lamellen	41
d) Gefüllte Lamellen	41
5) Isotropisierung	43
6) Haloerscheinungen in isotropisierten Plagioklasen	5o
VI. Die kristallographische Orientierung der planaren Elemente	54
VII. Die physikalischen Eigenschaften der diaplektischen Plagioklasphasen	64
1) Meßmethoden	65
2) Dichte, Lichtbrechung und Doppelbrechung	68
3) Infrarotabsorption	73
4) Röntgenographische Analyse	77
VIII. Deformationsstrukturen in akzessorischen Mineralen	8o
1) Skapolith	8o
2) Pyroxen, Hornblende, Apatit und Granat	83

Seite

IX. Sekundäre Umwandlung der stoßwellenbeanspruchten Plagioklase 85

X. Vergleich mit experimentell erzeugten Stoßwelleneffekten im Plagioklas (Rückgewinnungsexperimente) 87

XI. Diskussion der Deformationsstrukturen und der physikalischen Eigenschaften der diaplektischen Plagioklasphasen und ihre Beziehung zur Hugoniot-Zustandsfunktion des Plagioklases 91

XII. Zusammenfassung 98

XIII. Literaturverzeichnis 1o1

I. Einleitung

In den letzten Jahren ist eine intensive Erforschung kraterähnlicher Rundstrukturen auf der Erde betrieben worden, deren Entstehung auf Einschläge großer Meteoriten zurückzuführen ist. Die Suche nach solchen Kratern, die Deutung ihres Bildungsmechanismus sowie die Untersuchung der in ihnen vorkommenden Gesteine sind in starkem Masse durch die Weltraumforschung im Hinblick auf die Deutung der zahlreichen Krater auf der Oberfläche des Mondes und anderer Planeten angeregt worden.

Bis heute sind etwa 52 vermutliche oder sichere Meteoritenkrater auf der Erdoberfläche bekannt (BALDWIN, 1963; DIETZ, 1963; SHORT, 1966; SHORT und BUNCH, 1966), von denen 15 auf dem canadischen Schild liegen und die zum Teil durch geologische und geophysikalische Beobachtungen sowie durch zahlreiche Tiefbohrungen eingehend untersucht wurden (BEALS et al., 1963; DENCE, 1965; BEALS und HALLIDAY, 1965; INNES et al., 1966). Der Manicouagan Krater liegt etwa 500 km NNE von der Stadt Québec (Abb. 1). Mineralogische Untersuchungen

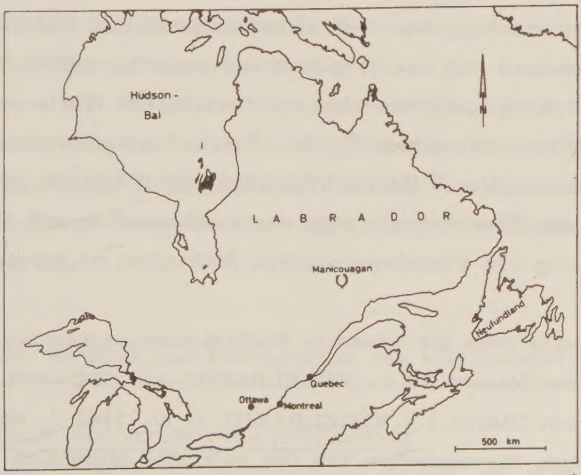


Abbildung 1: Lagenskizze des Manicouagan Kraters auf dem ost-canadischen Schild.

der Gesteine, die in solchen Kratern vorkommen, haben gezeigt, daß die wichtigsten und häufigsten gesteinsbildenden Minerale charakteristische Deformationsstrukturen, Hochdruckmodifikationen und andere Phasenumwandlungen aufweisen, die nur durch höchste dynamische Drucke von mindestens einigen hundert Kilobar erzeugt werden können.

Als Ursache für das Auftreten dieser ungewöhnlichen physikalischen Zustandsformen der Gesteine in nicht vulkanischen Kratern, die man an anderer Stelle der Erdoberfläche nie beobachtet hat, muß man das Auftreten von Stoßwellen mit Spitzendrucken von mehreren hundert bis tausend Kilobar annehmen, die durch tektonische Kräfte in der Erdkruste nicht erzeugt werden können. Stoßwellen können durch Kernexplosionen, Detonationen hochbrisanter Sprengstoffe oder Einschläge von mit kosmischer Geschwindigkeit auf die Erdoberfläche aufprallenden extraterrestrischen Körpern, wie Meteoriten und Kometen, hervorgerufen werden. Für die hier betrachteten kraterähnlichen Strukturen ist heute die meteoritische Entstehung allgemein anerkannt, da es keine bessere Arbeitshypothese gibt, durch die man imstande wäre, diese Kraterbildung und die sie kennzeichnenden Umwandlungserscheinungen des Kratermaterials zu deuten (v. ENGELHARDT, 1967). Die mineralogische Untersuchung von stoßwellenbeanspruchtem Material aus sicheren Meteoritenkratern und ein Vergleich mit experimentellen Untersuchungen über die Wirkung von Stoßwellen auf Festkörpern führte zu dem Begriff der "Stoßwellenmetamorphose" bzw. "impact metamorphism" oder "shock metamorphism" (McINTYRE, 1962, STOEFFLER, 1965, CHAO, 1967), unter dem die Gesamterscheinung der mechanischen und thermischen Beanspruchung von Festkörpern durch Stoßwellen zu verstehen ist.

Wichtige Indikatoren für intensive Stoßwellenbeanspruchung sind die sog. diaplektischen Minerale (v. ENGELHARDT und STOEFFLER, 1966) und diaplektischen Gläser (v. ENGELHARDT et al., 1967), die sich in ihren physikalischen Eigenschaften von den normalen Mineralen und Schmelzgläsern unterscheiden, Diaplektische Minerale mit ihren Deformations-

strukturen und diaplektische Gläser von Quarz- und Feldspatzusammensetzung sind in den Gesteinen vieler Meteoritenkrater von verschiedenen Autoren nachgewiesen worden (CHAO et al., 196o; CHAO et al., 1961; SHOEMAKER u. CHAO, 1961; BUNCH u. COHEN, 1964; DENCE, 1964; 1965; CARTER, 1965; v. ENGELHARDT u. STOEFFLER, 1965; HOERZ, 1965; STOEFFLER, 1965; BUNCH et al., 1967; STOEFFLER 1966 u. 1967; v. ENGELHARDT u. BERTSCH, 1969). Sie können als sichere Anzeichen für noch unerforschte vermutliche Meteoritenkrater herangezogen werden.

Auf dieser Basis soll in der vorliegenden Arbeit ein Beitrag zur Entstehungsgeschichte des bis dahin noch unerforschten Manicouagan Kraters in Quebec, Canada, geliefert werden, von dem man allein auf Grund seiner polygonalen Struktur und einiger Feldbeobachtungen die Möglichkeit eines meteoritischen Ursprungs vermutete. Im Rahmen einer geologischen Kartierung wurden während einer dreimonatigen Geländebegehung des Manicouagan Gebietes zahlreiche Proben für detaillierte Laboruntersuchungen entnommen.

Die Arbeit befaßt sich im wesentlichen mit der mineralogisch-petrographischen Analyse des im Kraterzentrum gelegenen Anorthositmassivs und Beobachtungen über die plastischen Deformationserscheinungen am Plagioklas, der dieses Gestein zu 9o % aufbaut. Das Probenmaterial eignet sich ferner im besonderen Maße für eine eingehende Untersuchung der physikalischen Eigenschaften der Plagioklase. Damit soll zum Verständnis der physikalischen Zustandsformen der von der Stoßwellenmetamorphose betroffenen Feldspäte als wichtige gesteinsbildende Minerale beigetragen werden.

II. Zur Gestalt, Struktur und Petrographie des Manicouagan Kraters

1. Morphologische und strukturelle Betrachtung

Die Manicouagan-Mushalagan Struktur (long. $69^{o}oo'$, lat. $51^{o}3o'$) ist mit einem Durchmesser von 6o km die größte kraterförmige

Rundstruktur auf dem nordamerikanischen Kontinent (Abb. 2)

Abbildung 2: Vereinfachte topographische Karte vom Manicouagan Krater.

Die Struktur hat einen polygonalen Umriss und wird von den beiden Seen Manicouagan und Mushalagan, die tief, bis auf Meereshöhe, in präkambrische Gneise des Grundgebirges eingeschnitten sind, umgrenzt. Zum Kraterinneren steigt das Gelände steil zu einem Kraterwall an, der sich in Form einer Hügelkette ringförmig um das ganze Gebiet schließt. Die kraterinnere Plateaulandschaft hat eine mittlere Erhebung von etwa 6oo m über NN. Etwa 5 km nördlich des geometrischen Zentrums der Struktur liegt ein zentrales Bergmassiv (Mt. Babel) von 18 km Durchmesser (1/4 des Kraterdurchmessers), das mit 1ooo m die höchste Erhebung des Manicouagan Gebietes darstellt. Das gesamte Gebiet ist etwa 5o m oder mehr aberodiert worden, so daß die Morphologie der Oberfläche noch gut erhalten ist. Die Tiefe des Kraterbeckens beträgt weniger als 1% des Kraterdurchmessers (Abb. 3).

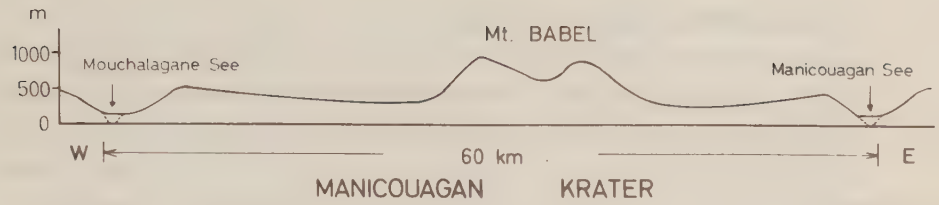


Abbildung 3: Ost-West Profil durch den Manicouagan Krater, 5-fach überhöht

Eine Besonderheit der Manicouagan Struktur ist die ca. 5oo m über dem Kraterplateau hervorragende Erhebung in ihrem Zentrum. Solche zentrale Erhebungen sind bisher nur in größeren Kratern beobachtet worden, deren Durchmesser größer als 25 km ist. Die Bildung zentraler Peaks stellt einen wichtigen sekundären Mechanismus bei der Kraterbildung dar, für den es bis heute keine befriedigende Erklärung gibt. Als mögliche Ursache wurde eine Reflektion der Stoßwelle an Diskontinuitätsflächen unter dem Kraterboden angenommen, doch BEALS (1965) konnte zeigen, daß die sich schnell verdünnende Stoßwelle unter dem Krater nicht mehr mit hinreichender Energie reflektiert werden kann, um einen ähnlichen Effekt zu erzeugen. Diese Auffassung wird durch die Existenz einiger canadischer Krater mit zentralen Erhebungen unterstützt, die von keiner höher liegenden Unstetigkeitsfläche als der Mohorovičič-Diskontinuität unterlaufen werden, die unter dem canadischen Schild in etwa 3o bis 5o km Tiefe verläuft. Hydrostatische Ausgleichsbewegungen können bei der Bildung zentraler Erhebungen eine Rolle spielen. DENCE (1967) nimmt an, daß durch eine elastische Rückfederung der Gesteine im Zuge der Kraterbildung das Zentrum angehoben wird und die Gesteine des Kraterwalls zentripetal nach innen und unten abgleiten. Die zentral gebildete "Impact" - Schmelze wird sich durch die Anhebung im Zentrum nach außen bewegen und so die Gesteine der zentralen Erhebung umgeben. Somit könnten in grober Annäherung die im Manicouagan Krater vorliegenden Verhältnisse gedeutet werden, doch reichen die bisher gemachten strukturellen Untersuchungen nicht aus, um diese Hypothese hinreichend zu untermauern.

2. Petrographie der Kratergesteine

Die im folgenden beschriebenen Beobachtungen konnten auf Grund einer dreimonatigen geologischen Geländeuntersuchung im Manicouagan Krater gemacht werden, die von dem Ministerium für Lagerstättenforschung (Ministère des Richesses Naturelles) der Landesregierung der Provinz Québec, Canada, unter Leitung von Herrn J. MURTAUGH im Jahre 1966 durchgeführt wurde. Infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse und der kurzen Zeit der Kartierungsarbeiten ist es nur möglich, einen knappen und vereinfachten Ueberblick über die geologisch-petrographischen Verhältnisse der im Krater vorkommenden Gesteine zu geben.

In der Abb. 4 ist eine stark schematisierte geologische Skizze vom Manicouagan Gebiet dargestellt. Eine detaillierte geologische Karte wird von CURRIE, K. L. und MURTAUGH, J. vorbereitet.

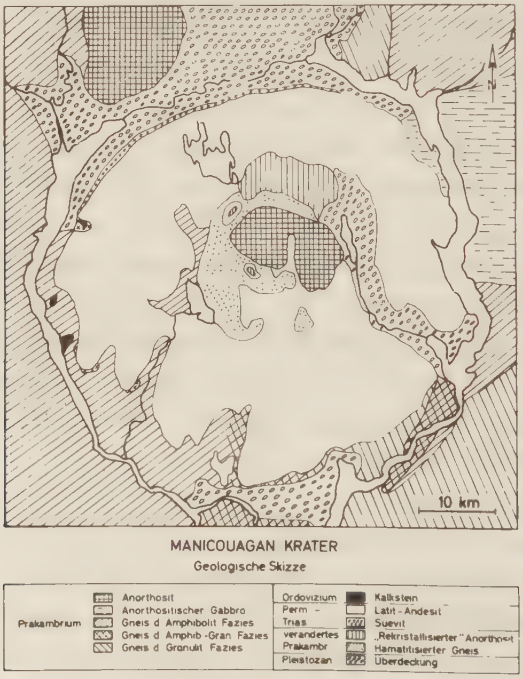


Abbildung 4: Schematisierte geologische Karte vom Manicouagan Krater

Im Manicouagan Krater werden präkambrische und paläozoische Gesteine der Grenville-Formation von jüngeren "Laven", deren absolutes Alter [+] mit 27o Mill. Jahren bestimmt wurde, überlagert, die den größten Teil des kraterinneren Beckens sowie die obersten Partien des Kraterwalls aufbauen. Das Volumen dieser Schmelzmassen läßt sich auf mehr als 3o ooo m^3 kalkulieren.

Nach chemischen Analysen von CURRIE (1968) ergibt sich aus der Berechnung des normativen Mineralbestandes nach der RITTMANN-AMS Methode mit Hilfe des CDC-32oo-Computers für die "Laven" (A) des Manicouagan Gebietes eine latit-andesitische Zusammensetzung (Tabl. 1).

	A	B	C	Normativer Mineralbestand	A	B	C
SiO_2	54,7o	54,7o	55,1o	Quarz	o,23	o,23	2,9o
Al_2O_3	19,3o	21,6o	19,oo	Sanidin	22,61	7,55	28,44
Fe_2O_3	5,47	6,3o	6,4o	Plagioklas	61,22	79,1o	5o,83
MnO	o,11	o,o9	o,14	Clinopyroxen	14,26	11,o4	12,17
MgO	3,92	2,92	3,61	Olivin	o,oo	o,59	o,oo
CaO	5,7o	7,oo	4,61	Magnetit	o,89	1,o3	1,o6
Na_2O	4,o2	4,52	3,46	Ilmenit	o,8o	o,68	o,83
K_2O	2,95	1,8o	3,43	Cordierit	o,oo	o,oo	3,76
TiO_2	o,73	o,63	o,74	Tau-Wert	2o,93	27,11	21,oo
				Sigma-Wert	4,15	3,41	3,92
				Farb-Index	15,94	13,35	17,82

Tabelle 1: Chemische Analysen und normativer Mineralbestand.
A: "Laven", Mittel aus 22 Proben, Latit-Andesit
B: Grundgebirgsgneise, Mittel aus 46 Proben, entspr. Andesit
C: Suevite, Mittel aus 8 Proben, entspr. Latit (s. Text).

+) Die Altersbestimmungen wurden nach der K-Ar-Methode von Fräulein Dr. B. Kleinmann, Max-Plank-Institut für Kernphysik, Heidelberg, ausgeführt.

Dünnschliffuntersuchungen dieser Gesteine lassen auf Grund von Vergleichsbeobachtungen mit sicheren vulkanischen Latit-Andesiten aus dem Andengebiet und nordamerikanischen Typuslokalitäten keine auch nur annähernde Uebereinstimmung im Gefüge erkennen. Die Manicouagan Gesteine haben ein dichtes, feinkörniges, equigranulares Gefüge ohne Einsprenglinge und glasige Grundmasse. Einregelungen der Kristalle als Anzeichen für eine Fließtextur, wie sie bei vulkanischen Gesteinen im Zuge der sukzessiven Kristallisationsabfolge aus dem liquiden, noch fließfähigen Schmelzzustand stets zu beobachten sind, fehlen hier völlig. Viel näherliegend ist, diese Magmatite als aufgeschmolzene Mischungen der vorliegenden Grundgebirgsgesteine aufzufassen, die während der Kraterbildung sehr hohen, weit über dem Schmelzpunkt liegenden Temperaturen ausgesetzt waren, und dann unter allmählicher Abkühlung homogen und gleichzeitig auskristallisierten. In Tab. 1 sind zum Vergleich die Analysen und ihre Normberechnung von 46 gemittelten Grundgebirgsproben (B) aus der näheren Umgebung des Kraters und 8 gemittelte Suevitproben (C) aus dem Krater selbst dargestellt.

Um eine repräsentative Mischprobe des Grundgebirges zu erhalten, wurden die Proben entsprechend ihrer vermuteten präkrateren Verteilung eingewogen (vergl. CURRIE, 1968). Wenngleich somit nur in grober Annäherung eine unverfälschte Mischprobe hergestellt werden konnte, ist doch die Uebereinstimmung aller Gesteinseinheiten in ihrem Chemismus und normativen Mineralbestand überraschend gut und würde im Falle eines vulkanischen Ursprungs der Magmatite eine höchst unwahrscheinliche Koinzidenz darstellen. Alle Gesteine liegen auf Grund der Normberechnung im Bereich der Latite bis Andesite.

Als weiteres Argument gegen die von einigen canadischen Geologen geäußerte Vulkanhypothese müssen der normative Mineralbestand selbst, sowie der Tau- und Sigmawert der Analysenberechnung (Tab. 1) angeführt werden, die ein Gestein (Latit-Andesit) mit pazifischem Charakter anzeigen. Auf dem konsolidierten canadischen Schild wäre allenfalls ein atlantischer Vulkanismus zu erwarten.

Die Magmatite lassen sich als sog. Impact-Schmelzen deuten, die als Produkt der intensivsten Beanspruchungsstufe der Stoßwellenmetamorphose unter Aufschmelzung des von dem Meteoriteneinschlag betroffenen Gesteins entstehen können.

Solche Schmelzen wurden in allen kleineren und größeren canadischen Kratern + gefunden, und nirgends konnten Anzeichen für ein Aufdringen aus der Tiefe beobachtet werden. Die thermische Stoßwellenenergie, die notwendig ist, um etwa 3o ooo m^3 Gestein in einem Krater von 6o km Durchmesser aufzuschmelzen, wird nach Berichten von JOHNSON et al. (1959) über die Rainier-Untergrund-Nuklearexplosion und theoretischen Ueberlegungen von DAVID (1966) in ausreichendem Maße freigesetzt.

Ferner treten im Manicouagan Gneise der Amphibolit-Fazies im westlichen Teil des Kraters auf, die durch eine in N-S Richtung verlaufende Grenze von solchen der Granulit-Fazies im Osten getrennt werden. Diese Gesteine sind durch Erosion der mächtigen Impact-Schmelzen im Kraterbecken aufgeschlossen. Im Kraterwall kommen sie am Kontakt mit mächtigen suevitähnlichen Breccien mit Grundgebirgseinschlüssen und Gläsern, die teilweise in tonige Verwitterungsreste übergegangen sind, vor, die ihrerseits vornehmlich an der Basis der feinkörnigen Schmelzmassen aufgeschlossen sind. Die Gneise sind in der Nähe des Kraterwalls stärker zerschert und zerbrochen als im Inneren, obgleich auch dort zahlreiche sog. "shatter cones" gefunden wurden. "Shatter cones" sind als Anzeichen für eine stoßwellenbedingte Bruchdeformation anzusehen, die bisher nur in Meteoritenkratern beobachtet wurden (DIETZ, 1966), (Abb. 5).

Radial und konzentrisch angelegte Faltentäler in den Randgebieten der Struktur enthalten in völlig irregulärer Lagerung in situ

---

+) Das Mengenverhältnis von geschmolzenem Gestein zu zerbrochenem und brecciiertem Material ist z.B. im Manicouagan-, Clearwater- und Brent-Gebiet das gleiche.

Abbildung 5: "Shatter cone" im Hornblende-Granat-Gneis östlich von Lake Chastelard, Manicouagan.

brecciierte Gneisblöcke und ordovizische Kalksteinschollen, die im Verband mit Sueviten auftreten. Lokal ist der Suevit als Schicht zwischen dem stark zerbrochenen präkambrischen Grundgebirge und den Schmelzmassen eingelagert. Neben dem Suevit als tuffartige Breccie tritt ein suevitähnliches Gestein auf, das eine eigenartige Fluidaltextur aufweist (Abb. 6).

Die ungewöhnlichsten Gesteine kommen im Gebiet des inneren Kraterplateaus und dem zentralen Anorthositmassiv (Mt. Babel) vor. Sie zeigen in verschiedensten Graden stoßwellenmetamorphe Beanspruchungen an. In den hellen Gesteinen sind Verglasungen zu beobachten, die vom noch ungestörten Kristallkornverband mit erkennbaren Korngrenzen bis zur völligen Aufschmelzung mit Fließstrukturen variieren. Aufgeschmolzene, poröse und blasenreiche Gesteinsgläser kommen vor, die sämtlich rekristallisiert sind.

Abbildung 6 : Suevitähnliches Gestein mit Fluidaltextur aus Berard's Shrine, Manicouagan

Pseudotachylitadern [+] von bis zu 3o cm Dicke durchziehen in irregulärer Weise den präkambrischen Anorthosit. Unter Pseudotachylit wird hier ein schlieriges, inhomogenes, tief rotbraun gefärbtes und teilweise rekristallisiertes Gesteinsglas verstanden, das zahlreiche, nicht aufgeschmolzene Bruchstücke von Plagioklasen enthält, die z.T. mit planaren Elementen durchsetzt sind. Pseudotachylit tritt im zentralen Anorthosit nur in Adern oder unregelmäßig begrenzten Fladen auf, die scharf und im allgemeinen ohne Kontaktwirkung gegen das Wirtsgestein abgegrenzt sind (Abb. 7 u. 8). Aus mikroskopischen Beobachtungen läßt sich nicht eindeutig klären , ob es sich um eine injizierte Schmelze oder um eine in situ entstandene Reibungsverschmelzung handelt. Das Auftreten von Pseudotachylit ist an Risse, Brüche und Spalten gebunden. Aus diesen Zerrüttungszonen sind zahlreiche Mineralfragmente in der Schmelze zu finden. Jedoch handelt es sich bei diesen Mineralsplittern ausschließlich um Plagioklase, während dunkle Minerale selektiv geschmolzen sind. Die Tatsache, daß einige Plagioklasbruchstücke planare Elemente aufweisen,

---

+) Unter Pseudotachylit wird in der Fachliteratur ein durch Reibungswärme gebildetes Gesteinsglas verstanden.

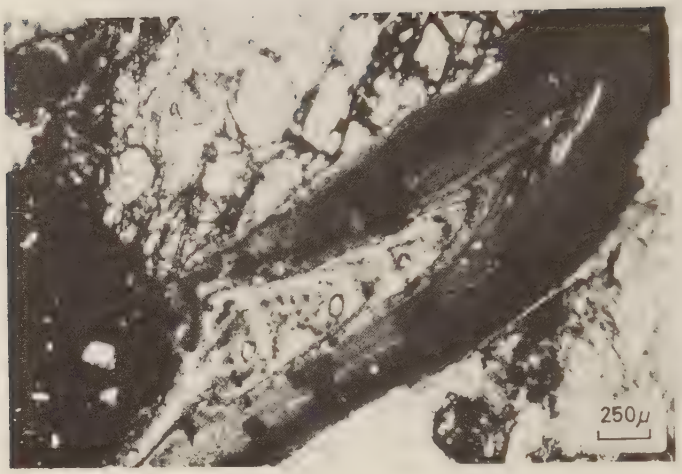


Abbildung 7: Pseudotachylit-Ader, Helle Bereiche: zerbrochene Plagioklase, dunkle Bereiche: rotbraunes Glas, Parallele Nicols

deutet auf eine Entstehung des Pseudotachylits im Zuge der Stoßwellenbeanspruchung hin, bei der der Anorthosit zerbrochen, deformiert und umgewandelt wurde. Er ist nach feldgeologischen Befunden nicht mehr in seiner ursprünglichen Lagerung anzutreffen. Vielmehr sind mächtige Blöcke relativ zu anderen bewegt worden. In den Reibungszonen wird der Pseudotachylit angetroffen. Daher ist seine genetische Deutung als Reibungsschmelze mit kristallinen Bruchstücken naheliegender als die Vorstellung, es handle sich um eine "Impact-Schmelze", die einer viel intensiveren Beanspruchungszone der Stoßwellenmetamorphose angehört als die noch kristallinen, z.T. deformierten, aber nicht aufgeschmolzenen Mineralfragmente. Die Ueberlagerung von Stoßwelleneffekten aus so verschiedenen Beanspruchungsstufen wäre nur denkbar, wenn die primär beim Meteoriteneinschlag entstandene Schmelze ins Nebengestein, das von der Stoßwelle bereits durchlaufen war, injiziert wurde und dort kristalline Bruchstücke aufnehmen konnte, die einer anderen Beanspruchungsstufe angehören und von der Schmelze nicht mehr voll-

ständig "verdaut" werden konnten.

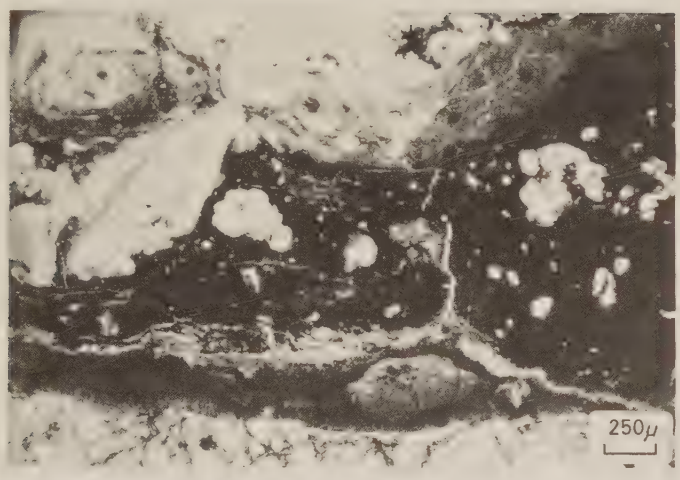


Abbildung 8: Pseudotachylit mit hellen unverdauten Plagioklas-Bruchstücken. Parallele Polarisatoren.

	Anorthosit	Pseudotachylit
SiO_2	52,29	49,97
Al_2O_3	26,53	25,55
Fe_2O_3	1,5o	2,o1
FeO	o,23	o,1o
MgO	1,86	1,48
CaO	1o,5o	9,o6
Na_2O	5,24	6,12
K_2O	o,57	o,76
TiO_2	o,2o	o,21
H_2O +	1,17	4,25
H_2O -	o,25	o,5o

Tabelle 2: Text siehe Seite 18.

Tabelle 2: Chemische Analysen von stoßwellenbeanspruchtem Anorthosit vom Mt. Babel und vom Pseudotachylit, der aderförmig den Anorthosit (Wirtsgestein) durchdringt. Die Analysen stammen von einem Handstück.

In der Tabelle 2 sind die chemischen Analysen + des stoßwellenbeeinflußten Anorthosits vom Mt. Babel und des Pseudotachylits einander gegenübergestellt. Der Kieselsäuregehalt des Pseudotachylits ist geringer als der des Wirtsgesteins. Darin unterscheidet sich dieses Glas von anderen Gläsern, die aus kristallinen Gesteinen durch Anatexis gebildet wurden, bei denen immer eine SiO_2-reichere Schmelze und ein dunkles SiO_2-ärmeres Residium entsteht (vgl. v. ENGELHARDT 1967). Dies läßt sich durch die kurze Zeit des schmelzflüssigen Zustandes des Pseudotachylit-glases erklären, während der es zu keiner vollständigen Mischung und keiner eutektischen Schmelze kommen konnte. Die allgemeine Uebereinstimmung im Chemismus der beiden Analysen ist recht gut. Auffällig ist der übereinstimmend hohe Aluminium-Gehalt, der darauf hinweist, daß der Pseudotachylit aus dem Anorthosit hervorgegangen sein muß.

Der Anorthosit vom Mt. Babel im Kraterzentrum ist massig ausgebildet, weiß bis rosa gefärbt, zeigt eine durch metamorphe Ueberprägung bedingte Einregelung dunkler Gemengteile, die 5 bis 1o Vol.-% ausmachen, und ist nach feldgeologischen Beobachtungen ursprünglich mit dem Anorthosit eines außerhalb der Struktur liegenden Massivs (Mt. Briand) identisch. Eingehende mikroskopische Untersuchungen an Hand von Dünnschliffen (vgl. Kap. III) beider Gesteine haben gezeigt, daß sie mineralogisch die gleiche Zusammensetzung haben. Die rosa Färbung rührt von Zeolithbildungen her, die in zahlreichen Frakturen sekundär gebildet worden sind.

Im östlichen Teil des zentralen Anorthositberges treten einige begrenzte Vorkommen von vollständig isotropisierten Plagioklasen (diaplektisches Glas oder Maskelynit) auf, die keinerlei Fließstrukturen

---

+) Die Analysen wurden von Mr. J. MURTAUGH zur Verfügung gestellt.

zeigen und in außerordentlicher Frische erhalten sind. In den Abb. 9 und 1o sind die Dünnschliffbilder vom unbeanspruchten und teilweise verglasten Anorthosit einander gegenübergestellt. (In den folgenden Kapiteln wird auf diese Veränderung genau eingegangen). Ferner kommen Anorthositbreccien vor, die teilweise aus runden, vielleicht rotierten Teilchen bestehen, welche sekundär zeolithisiert worden sind. Der Anorthosit vom Mt. Babel ist in dem dicht bewaldeten und versumpften Manicouagan Gebiet am besten aufgeschlossen und wurde in der vorliegenden Arbeit eingehend untersucht.

Abbildung 9: Unbeanspruchter Anorthosit vom Mt. Briand. Rechts und oben links: idiomorphe Granate. Gekreuzte Nicols.

Die Abb. 11 zeigt eine Aufschlußkarte der in der vorliegenden Arbeit eingehend untersuchten Anorthositproben von Mt. Babel.

Entsprechend dem Grad der Stoßwellenbeanspruchung der Plagioklase wurden die entnommenen Proben in drei Gruppen mit unterschiedlicher Signatur eingeteilt (vgl. Tabl. 16, Kap. XI). An den durch Kreise markierten Fundpunkten wurden solche Proben entnommen, die der Stufe einer

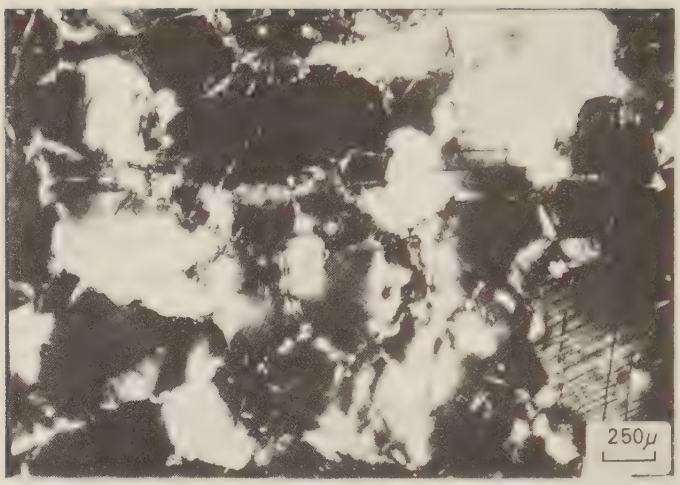


Abbildung 1o: Stoßwellenbeanspruchter und teilweise isotropisierter Anorthosit vom Mt. Babel. Gekreuzte Nicols.

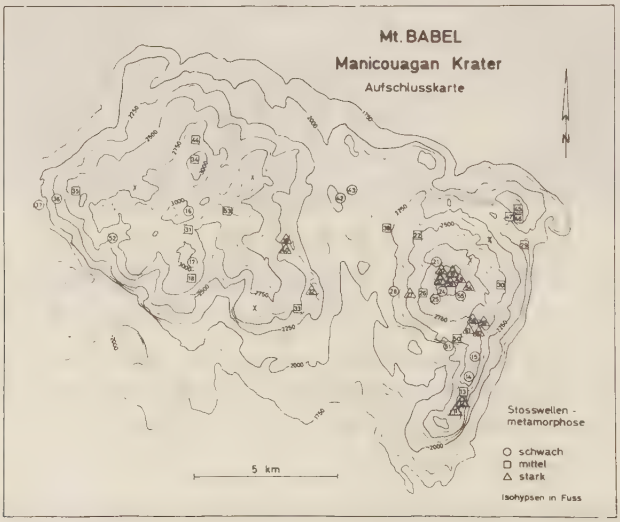


Abbildung 11: Aufschlußkarte der untersuchten Anorthositproben vom Mt. Babel, s. Text.

schwachen Stoßwellenbeanspruchung angehören, welche durch eine Bruchdeformation und eine geringe plastische Deformation mit vereinzelt vorkommenden Deformationsbändern gekennzeichnet ist. Die Quadrate entsprechen einer mittleren Stufe der Stoßwellenmetamorphose, in der die Plagioklase teilweise isotropisiert sind und zahlreiche planare Elemente aufweisen. Die Dreiecke kennzeichnen stark bis vollständig isotropisierte Anorthositproben, die zu mehr als 5o% aus diaplektischem Glas bestehen. Fundpunkte von zu 1oo % aus reinem diaplektischem Glas bestehenden Proben sind durch übereinander gezeichnete Dreiecke besonders hervorgehoben. Die Kreuze schließlich markieren Entnahmestellen solcher Proben, die sich nicht in das Schema der Stoßwellenmetamorphose einfügen lassen, da sie durch sekundäre Umwandlungen und Mineralneubildungen den ursprünglichen Grad der Stoßwellendeformation nicht mehr erkennen lassen.

Die Abb. 11 zeigt, daß sich aus der Verteilung der einzelnen Proben keine Regelmäßigkeit wie etwa eine Zonierung ergibt. Dies ist bei der relativ geringen Anzahl der Entnahmestellen in einem Gebiet von etwa 2oo km^2 auch nicht zu erwarten, zumal der Anorthosit vom Mt. Babel nicht mehr in seiner ursprünglichen Lagerung anzutreffen ist.

Auf Grund geologischer Beobachtungen muß die Struktur postordovizisch gebildet worden sein. Diese untere Altersgrenze ist durch ordovizische Sedimenteinschlüsse im Suevit festgelegt. Absolute Altersbestimmungen von verschiedenen Kratergesteinen schwanken nach Angaben verschiedener Autoren zwischen 2oo und 27o Mill. Jahren, wodurch die jüngere Grenze des kraterbildenden Ereignisses bestimmt ist. Interessant ist das von KLEINMANN(mündliche Mitteilung) ermittelte übereinstimmende absolute Alter des verglasten Anorthosits und der Impact-Schmelzen, das auf eine gleichzeitige Entstehung von Stoßwelleneffekten im Anorthosit und der Schmelzmassen hinweist.

III Mineralbestand der untersuchten Anorthosit-Proben

Untersucht wurde der Anorthosit der zentralen Kratererhebung (Mt Babel) und der Anorthosit vom Mt. Briand, der nord-westlich außerhalb des Kraterwalls liegt. Das dem anstehenden und gut aufgeschlossenen Gestein entnommene Untersuchungsmaterial eignet sich in besonderem Maße für eine vergleichende Beobachtung der Zustandsformen des Anorthosits vor und nach der Stoßwellenmetamorphose. Vom unbeanspruchten Mt. Briand-Anorthosit wurden 5 Proben, vom stoßwellendeformierten Mt. Babel-Anorthosit 15 Proben eingehend untersucht. Außerdem wurden etwa 1oo Dünnschliffe zu mikroskopischen Beobachtungen herangezogen.

Alle untersuchten Proben sind in ihrer mineralogischen Zusammensetzung weitgehenst identisch. Sie bestehen zu 9o% aus einem intermediären Plagioklas (Labradorit) mit einem Anorthitgehalt von 52 bis 58 Mol.-%. Die Labradorite sind optisch triklin, zweiachsig positiv mit einem Achsenwinkel von 76^{o} bis 82^{o}. Ihre Tracht entspricht einfachen triklinen Formen. Sie zeigen eine mäßige Spaltbarkeit nach (oo1) und (o1o). Grobe polysynthetische Zwillingsbildungen nach dem Albit- und Periklingesetzt herrschen vor. Die Zwillingslamellen durchsetzen im allgemeinen die Kristalle vollständig, doch enden sie auch innerhalb des Kristalls unregelmäßig bis spitz auskeilend. Die irrationalen Verwachsungsebenen der Periklinzwillinge wurden zur Bestimmung der optischen Orientierung der Plagioklase (siehe Kap. IV) nicht herangezogen. Die Labradorite zeigen keinen Schillereffekt. Mikroskopisch wurden bei gekreuzten Polarisatoren leicht undulierende Unstetigkeiten beobachtet, die eventuell auf eine submikroskopische Domänenstruktur (BAMBAUER, 1967) dieser chemisch intermediären Plagioklase zurückzuführen sind, die abwechselnd aus Bereichen der ungefähren Zusammensetzung An_{3o} bzw. An_{7o} bestehen. In Tab. 3 sind die chemischen Analysen von vier verschiedenen Labradoritproben vom Mt. Babel und Mt. Briand angegeben.

Akzessorisch treten im Anorthosit idiomorph Granat, Augit, grüne Hornblende, Skapolith, Titanit, Biotit, Apatit und Calcit auf. Die dunklen Minerale sind durch die metamorphe Ueberprägung leicht eingeregelt. Der Granat kommt am häufigsten vor. Nach röntgenographischen Befunden handelt es sich um einen Mischgranat mit einer Gitterkonstanten ≥ 11Å, der aus den theoretischen Komponenten Spessartin-Almandin aufgebaut ist. Augit und Biotit enthalten gelegentlich Titan. Der Skapolith hat auf Grund seiner Lichtbrechung ein Mischungsverhältnis von etwa Ma_{70} /Me_{30} (Mizzonit). Obwohl Skapolith fast ausschließlich metamorph durch pneumatolytisch-metasomatische Anreicherungen von CO_2 und Cl entsteht, kommt er doch auch in anorthositischen Gesteinen der Grenville-Provinz vor. Es wird allgemein angenommen, daß er durch Zufuhr von Cl und CO_2 aus granitischen Magmen im Zuge der Regionalmetamorphose gebildet wurde. Der Anorthosit des Manicouagan Gebietes ist metamorph überprägt. Im Zuge dieser Umwandlung konnte der Skapolith aus den Ca-reichen Plagioklasen entstanden sein. Er ist auch sekundär als Umwandlungsprodukt auf Klüften und feinen Rissen durch die Skapolithisierung des Anorthosits gebildet worden. Der Skapolith ist durch zahlreiche opake, nach {1oo} eingeregelte Einschlüsse sehr stark mechanisch verunreinigt. Stellenweise ist er poikiloblastisch getrübt, aber auch sehr reine Kristalloblasten treten auf.

Abgesehen von Skapolith, Pyroxen, Hornblende und Apatit weisen die akzessorischen Minerale keine markanten Veränderungen in der Stoßwellenmetamorphose auf. In Kapitel VIII wird näher auf diese Deformationserscheinen eingegangen.

	4	12	58	22	Mittel der Analysen
SiO_2	53,0$_0$	54,6$_0$	51,3$_0$	51,3$_0$	52,6$_2$
Al_2O_3	28,9$_0$	27,3$_0$	28,5$_0$	28,5$_0$	27,9$_5$
Fe_2O_3	0,25	0,25	0,48	0,48	0,30
MnO	0,07	0,09	< 0,01	< 0,01	0,04
MgO	0,54	0,38	0,27	0,27	0,35
CaO	10,7$_2$	10,6$_0$	11,3$_0$	10,3$_0$	10,7$_3$
Na_2O	5,5$_0$	5,7$_0$	6,2$_0$	6,2$_0$	5,8$_5$
K_2O	0,25	0,39	0,40	0,40	0,36
TiO_2	0,20	0,62	0,10	0,10	0,35
GV	0,58	0,58	2,38	2,38	1,43
Summe :	100,0$_1$	100,5$_1$	99,9$_7$	99,9$_7$	99,9$_8$
Ab	46,0	46,7	45,1	48,3	46,6
Mol.% An	52,6	51,1	52,0	49,6	51,2
Or	1,4	2,2	2,9	2,1	2,2

Tabelle 3: Chemische Analysen vom unbeanspruchten Plagioklas vom Mt. Briand (Probe 4), stoßwellenbeanspruchten Plagioklas (Proben 22 und 58) mit planaren Elementen und vom diaplektischen Plagioklasglas (Probe 12) vom Mt. Babel.

Aus dem Mittel der vier Analysen berechnet sich ein Plagioklas mit der Formel

$$(Ca_{0,54}\,Na_{0,52}\,K_{0,02})_{1,08}(Al_{1,53}Si_{2,44})_{3,97}O_8$$

IV . Die optische Orientierung der Plagioklase

Zur optischen Charakterisierung der Plagioklase vor und nach der Stoßwellenmetamorphose wurden mit Hilfe des Universaldrehtisches 28 Plagioklaskörner des von der Stoßwelle unbeeinflußten Anorthosits vom Mt. Briand und 72 Körner vom Mt. Babel, die der Stoßwellendeformation ausgesetzt waren, untersucht. Durch eine vollständige Einmessung der Indikatrizen und kristallographischen Bezugselemente wurde ihre optische Orientierung, d. h. die Lage des kristallographisch festgelegten Systems X, Y, Z, zu den drei optischen Vektoren n_α, n_β, n_γ bestimmt. Beide Systeme mit gleichem Ursprung sind rechtwinklige Rechtsysteme, die durch ein Winkeltripel, die sog. Euler-Winkel, in ihre Lage zueinander definiert sind. Die Euler-Winkel I. Art wurden ermittelt, wenn mindestens zwei morphologische Bezugsrichtungen eingemessen werden konnten. Die eingemessenen optischen Vektoren und kristallmorphologischen Flächenpole wurden in ein Stereogramm eingezeichnet und in die Projektionslage bei fixen Hauptschwinungsrichtung mit senkrechtem Ausstich von $[n_\beta]$ im Projektions-Zentrum transformiert.

Aus der Lage der (o1o)- und (oo1)-Flächenpole in dieser stereographischen Projektion wurde die Variation des Anorthitgehalts der Plagioklase bestimmt. Die Auswertung erfolgte nach den in BURRI, et al. (1967) veröffentlichten Bestimmungstafeln. Aus der variablen Lagendispersion der Indikatrix folgt ebenso eine charakteristische Variation des Auslöschungswinkels für fixe Beobachtungsrichtungen im Kristall, die zur direkten An-Bestimmung im Dünnschliff herangezogen wurden. Die Bestimmung der maximalen Auslöschungsschiefe erfolgte in der symmetrischen Zone durch die Messung von $[n_\alpha']$ Spur von (o1o).

Die Häufigkeitsverteilung des Anorthitgehaltes ist für 85 Körner aus den beiden Anorthositkomplexen zusammenfassend in Abb. 12 dargestellt. Die Schwankungsbreite des Anorthitgehaltes ist in den

Gesteinen vom Mt. Babel und Mt. Briand die gleiche (vgl. Abb. 13 und 14 mit Abb. 15 u. 16). Da die Meßgenauigkeit maximal 2 Mol-% An ausmacht, wurden die Messungen in entsprechenden Intervallen zusammengefaßt. Das Hauptmaximum liegt bei 55-56 Mol.%. An. Diese Werte stimmen gut mit den Ergebnissen der chemischen Analyse überein, die an vier Proben durchgeführt wurden und im Mittel 52 ± 4 Mol.% An ergaben. Lichtbrechungsmessungen an den entsprechenden synthetisch hergestellten Schmelzgläsern führten zum gleichen Resultat. In Tab. 4 sind die aus den drei Methoden von gleichen Proben erhaltenen Ergebnisse einander gegenübergestellt.

Probe	Berechnung aus chemischer Analyse	Berechnung aus Lichtbrechung des Schmelzgl.	Messung des Maximalen Auslöschungswinkels
4	53	57	56
22	5o	54	54
58	52	58	55
12	51	55	53

Tabelle 4 : Mittelwerte des Anorthitgehaltes in Mol.-% nach drei verschiedenen Methoden (Bezüglich der Proben vgl. Tabelle 3)

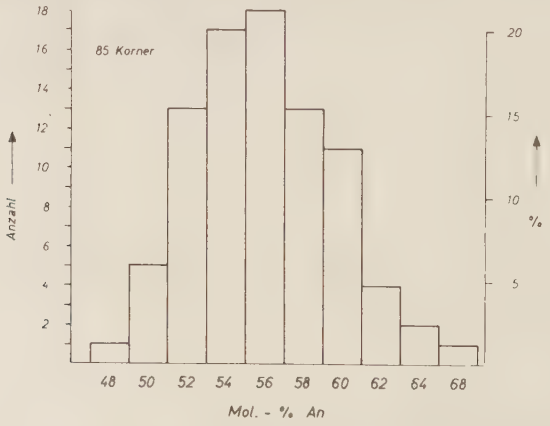


Abbildung 12: Variation des Anorthitgehaltes von 85 Kristallen, gemessen an der Lage der (o1o)- und (oo1)-Flächen im Migrationskurven-Diagramm sowie der maximalen Auslöschungsschiefe.

Abbildung 13:

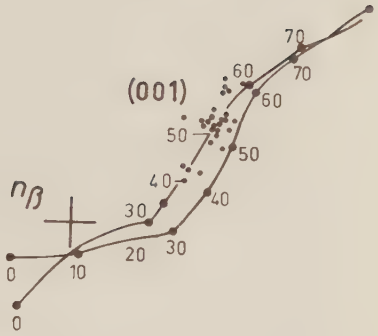


Abbildung 14:

Winkeltreue stereographische Projektion von 26 Zwillingsverwachsungsflächen nach (o1o) und 27 Spaltflächen nach (oo1) der Plagioklase vom Mt. Briand sowie der Migrationskurven bei fixen optischen Vektoren nach BURRI et al (1967), s. Text.

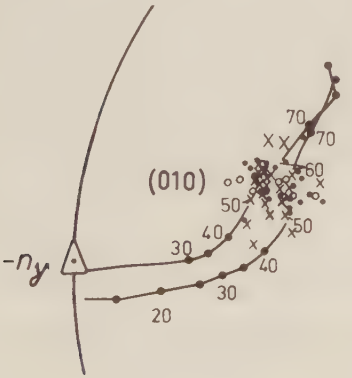


Abbildung 15:

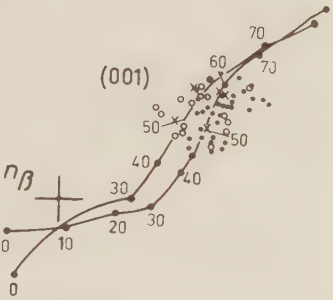


Abbildung 16

Winkeltreue stereographische Projektion von 9 Spaltflächen (Kreise), 23 Zwillingsverwachsungsflächen (Kreuze), 22 planaren Elementen (Punkte) nach (o1o) und von 16 Spaltflächen (Kreise), 5 Zwillingsverwachsungsflächen (Kreuze) und 32 planaren Elementen (Punkte) nach (oo1) der stoßwellenbeanspruchten Plagioklase vom Mt. Babel sowie der Migrationskurvenbei fixen optischen Vektoren, s. Text.

In Abb. 13 und 14 sind die (o1o)- und (oo1)-Flächenpole von 28 vermessenen Plagioklasen vom Mt. Briand im Migrationskurvendiagramm eingetragen. Die obere Kurve entspricht jeweils einer maximal möglichen Ordnung der Si, Al-Verteilung innerhalb der triklinen morphologischen Einheit der Plagioklase (Plagioklas-O). Die Streuung der Polpunkte beruht sowohl auf Schwankungen im Anorthitgehalt als auch auf relativen Meßfehlern am Universaldrehtisch, die jedoch durch die kontrollierbare Rechtwinkligkeit des kristalloptischen Bezugsystems n_α , n_β , n_γ hinreichend klein gehalten werden konnten. Die Schwankung ist also weitgehend reell. Das statistische Mittel der Pole fällt deutlich auf die Migrationskurve für Plagioklas mit hohen Si, Al-Ordnungsgrad (Plagioklas-O).

Demgegenüber sind in Abb. 15 und 16 alle morphologischen Flächenelemente nach (o1o) und (oo1) von 72 vermessenen Plagioklasen des stoßwellenbeanspruchten Anorthosits vom Mt. Babel in der stereographischen Projektion $\perp [n_\beta]$ dargestellt. Hier zeigt sich eine deutliche Verlagerung zu niedriger Ordnung in der Si, Al-Verteilung auf die Migrationskruve für Plagioklas-D hin. Die stärkere Streuung der Polpunkte ist auf die ungünstigen Meßbedingungen der diaplektischen, teilweise isotropisierten Plagioklase zurückzuführen. Der Unterschied zu den Abb. 13 und 14 ist dennoch sehr deutlich erkennbar.

Man sollte erwarten, daß die Plagioklase der beiden benachbarten, genetisch identischen Anorthosite vom Mt. Babel und Mt. Briand die gleiche Optik mit hohem Ordnungsgrad (Plagioklas-O), entsprechend ihrer plutonischen und späteren regionalmetamorphen Vorgeschichte haben. Die Plagioklase vom Mt. Babel im Kraterzentrum sind jedoch in einen Zustand niedrigerer Si, Al-Ordnung überführt worden. Diese Erscheinung wird auf die Beanspruchung des Labradorits in der Stoßwellenmetamorphose zurückgeführt. Die gleichen Beobachtungen hat STÖFFLER, 1967 an stoßwellenbeanspruchten Andesinen aus kristallinen Grundgebirgseinschlüssen des Suevits im Nördlinger Ries gemacht.

Es ist zu vermuten, daß innerhalb verschieden starker Beanspruchsstufen der Stoßwellenmetamorphose verschiedene Uebergangsstadien zwischen geordneten und ungeordneten Zuständen realisiert sind, die nach der von BURRI (1956) entwickelten Methode auf Grund der Euler-Winkel I. Art optisch charakterisiert werden können. Die Euler'schen Winkel eignen sich besonders für die Beschreibung derartiger, teilweise geordneter und ungeordneter Zustände, da sich durch sie jede beliebige Indikatrixlage in Bezug auf das Kristallgebäude als festes Bezugssystem durch drei voneinander unabhängige Parameter darstellen läßt. Die beiden Systeme X, Y, Z und n_α , n_β , n_γ , lassen sich durch drei einfache Drehungen um die Euler-Winkel ψ , φ, Θ ineinander überführen. Die Umorientierung der Indikatrix beim Uebergang vom geordneten zum ungeordneten Zustand erfolgt durch Drehungen um diese drei Euler-Winkel, und zwar nicht gleichzeitig, sondern derart, daß eine den anderen vorauseilt. D. h. also, daß für die strukturellen Uebergangsstadien in Bezug auf einen oder zwei Euler-Winkel die dem ungeordneten Zustand entsprechende Indikatrixorientierung erreicht ist, während bezüglich des oder der anderen Winkel die "geordnete" Orientierung erhalten blieb. Im folgenden wird versucht, auf Grund der gemessenen Euler-Winkel ein Schema für die optische Charakterisierung der Ordnungs-/Unordnungs-Zustände der Plagioklase zu entwickeln. Es werden für jeden der voneinander unabhängigen Euler-Winkel drei verschiedene Positionen bei konstantem An-Gehalt im Bestimmungsdiagramm (BURRI, et al. 1967) unterschieden, und zwar:

auf oder außerhalb der Kurve für Plagioklas-O
O = geordneter Zustand

auf oder außerhalb der Kurve für Plagioklas-D
D = ungeordneter Zustand

zwischen den Kurven für Plagioklas-O und Plagioklas-D
O/D = Zwischenzustand

Somit ergeben sich für die drei Winkel ψ, φ , Θ, neun Möglichkeiten verschiedener Ordnungszustände innerhalb der morphologisch triklinen Einheit, die unter Berücksichtigung der Meßungenauigkeiten am

Drehtisch in die fünf folgenden Gruppen zusammengefaßt werden:

1.	(O,O,O) u. (O,O,O/D)	Hoch geordnet
2.	(O,O,D) u. (O,O/D,O/D)	geordnet
3.	(O,D,O/D)	teilweise geordnet u. ungeordnet
4.	(D,D,O) u. (D,O/D,O/D)	ungeordnet
5.	(D,D,D) u. (D,D,O/D)	hoch ungeordnet

In diesem Schema sind die drei Parameter jeweils innerhalb einer der neun Zustandsgruppen untereinander vertauschbar. Im konkreten Einzelfall sollen sie zweckmäßigerweise in der Reihenfolge hintereinander geschrieben werden, wie sie sich auf die Winkel ψ, ϕ, Θ beziehen.

In den folgenden Tabellen sind die gemessenen Euler-Winkel mit ihren jeweiligen Ordnungsparametern angegeben. Der Anorthitgehalt wurde in allen Fällen durch die Messung des maximalen Auslöschungswinkels in der symmetrischen Zone $\xi \equiv [n\alpha'] \wedge (010)$ bestimmt. Die Messungen der Tabelle 5 wurden an Plagioklasen vom Mt. Briand, die keiner Stoßwellendeformation ausgesetzt waren, durchgeführt. Es ergibt sich in allen Fällen eine "Tieftemperatur-Optik", die einer geordneten bis hoch geordneten Si,Al-Verteilung im Plagioklasgitter entspricht. Die Messungen 1 bis 4 wurden an anorthositischen Gneisen, die im Kontakt mit dem Anorthosit auftreten, gemacht.

Die Tabelle 6 enthält Meßergebnisse, die an stoßwellenbeanspruchten Plagioklasen vom Mt. Babel gewonnen wurden. Die vermessenen Plagioklase enthielten keine planaren Elemente und zeigten keine Isotropisierungserscheinungen. Sie gehören der schwächsten Beanspruchungsstufe der Stoßwellenmetamorphose an, in der eine intensive Bruchdeformation auftritt. Die gefundenen Ordnungsgrade schwanken zwischen hoher Ordnung und Unordnung in der Si,Al-Verteilung. Die Ursache hierfür ist vermutlich in einer inhomogenen Stoßwellendeformation der einzelnen Plagioklaskörner im Anorthosit zu suchen, die z.B. von

Probe-Nr.	Messungs-Nr.	An-Gehalt Mol%	Euler - Winkel						Ordnungsgrad
			ψ^o		ϕ^o		Θ^o		
2	1	39	67	O	86	O	56	O/D	hoch geordnet
2	2	42	62	O	84	O	5o	O	hoch geordnet
2	3	44	61	O	82	O	5o	O	hoch geordnet
2	4	45	62	O	81	O	5o	O	hoch geordnet
5	5	5o	53	O/D	75	O	45	O/D	geordnet
1	6	52	5o	O	74	O/D	41	O	hoch geordnet
4	7	54	46	O/D	69	O	42	O/D	geordnet
4	8	56	45	O	65	O	39	O	hoch geordnet
4	9	58	38	O	6o	O	36	O	hoch geordnet
4	1o	6o	36	O	58	O	34	O	hoch geordnet
1	11	61	35	D	57	O	35	O	geordnet

Tabelle 5 : Optische Orientierung und Ordnungszustand der Plagioklase vom Mt. Briand, die keine Stoßwellenbeanspruchung aufweisen. Proben Nr. 1 und 2, 4 und 5.

Gesteinsgefüge, Korngrenzen, Korngröße, Kristallorientierung, Diskontinuitäten der physikalischen Eigenschaften der Mineralphasen usw. abhängig ist (vgl. RINEHART, 1966). Im Mittel ergibt sich ein Uebergangsstadium der Plagioklase mit teilweise geordneter und ungeordneter Struktur.

In Tabelle 7 sind die Meßdaten von Plagioklasen mit wenigen (beginnenden) planaren Elementen aufgeführt. Sie charakterisieren Plagioklase mit ungeordneter Struktur . In einem Fall ist die maximal mögliche Unordnung innerhalb der morphologisch triklinen Einheit des Plagioklases annährend erreicht. Die Stoßwellendeformation bewirkt also in dieser Beanspruchungsstufe, die durch vereinzelte Lamellen erniedrigter Licht- und Doppelbrechung in den vermessenen Körnern angezeigt ist, bereits eine weitgehend statistische, ungeordnete Verteilung der Si- und Al-Atome auf die Tetraederpositionen im Plagioklasgitter.

Messung Nr.	An-Gehalt Mol%	Euler - Winkel						Ordnungsgrad
		ψ^o		ϕ^o		Θ^o		
12	49	5o	D	75	O	49	D	ungeordnet
13	5o	55	O	74	O	46	D	geordnet
14	5o	54	O	74	O	43	O	hoch geordnet
15	53	48	O/D	68	O	46	D	teilweise geordnet und ungeordnet
16	53	49	O	71	O/D	42	O	hoch geordnet
17	55	45	O	66	O	35	O	hoch geordnet
18	55	46	O	7o	D	42	D	ungeordnet
19	56	42	D	62	O	37	O	geordnet
2o	56	43	O/D	67	O/D	46	D	ungeordnet
21	57	4o	D	66	D	32	D	hoch ungeordnet
22	58	39	D	64	D	37	O	ungeordnet

Tabelle 6 : Optische Orientierung und Ordnungsgrad der Plagioklase vom Mt. Babel bei "schwacher" Stoßwellenbeanspruchung (Bruchdeformation). Probe Nr. 52

Messung Nr.	An-Gehalt Mol.%	Euler - Winkel						Ordungsgrad
		ψ^o		ϕ^o		Θ^o		
23	53	49	O	74	D	45	D	ungeordnet
24	55	45	O/D	72	D	45	D	hoch ungeordnet
25	58	42	O	65	D	4o	D	ungeordnet
26	61	38	D	56	O	4o	D	ungeordnet
27	64	3o	D	51	O	38	D	ungeordnet

Tabelle 7: Optische Orientierung und Ordnungsgrad der Plagioklase vom Mt. Babel bei "mittlerer" Stoßwellenbeanspruchung (vereinzelte planare Elemente). Probe Nr. 24

Noch deutlicher wird die Wirkungsweise der Stoßwellenmetamorphose in einer stärkeren Beanspruchungsstufe, in der die Plagioklase von zahlreichen, feinen, bereits isotropen planaren Elementen durchsetzt sind.

Probe-Nr.	Messungs-Nr.	An-Gehalt Mol%	Euler - Winkel						Ordnungsgrad
			ψ^o		ϕ^o		Θ^o		
22	28	5o	5o	D	8o	D	?34	O	ungeordnet
22	29	51	53	O	75	O/D	47	D	teilweise geordnet und ungeordnet
22	3o	51	51	D	77	D	48	D	hoch ungeordnet
22	31	51	5o	D	76	D	5o	D	hoch ungeordnet
59	32	52	51	O/D	74	D	47	D	hoch ungeordnet
22	33	54	46	D	7o	O/D	43	D	hoch ungeordnet
22	34	55	47	O	7o	D	43	D	ungeordnet
22	35	55	41	D	7o	D	42	D	hoch ungeordnet
22	36	57	43	O	62	O	39	O/D	hoch geordnet
22	37	58	44	D	65	D	38	D	hoch ungeordnet
59	38	58	4o	D	66	D	39	D	hoch ungeordnet
59	39	59	?46	O	62	O/D	38	D	teilweise geordnet undungeordnet
19	4o	6o	39	D	6o	O/D	36	O	teilweise geordnet und ungeordnet

Tabelle 8: Optische Orientierung und Ordnungsgrad der Plagioklase vom Mt. Babel bei "starker" Stoßwellenbeanspruchung. Probe Nr. 22, 19 und 59.

Es konnten nur solche Körner vermessen werden, die keine oder nur geringe Isotropisierungserscheinungen zeigten. Die Licht-und Doppelbrechung der Körner war leicht erniedrigt. 7 von 13 Plagioklasen dieser Beanspruchungszone haben die maximal mögliche Unordnung er-

reicht. Bis auf die Messung Nr. 36 liegen die restlichen Plagioklase in einem strukturellen Zwischenzustand, der der hohen Unordnung näher ist als der Ordnung. Die gemittelten Werte ergeben einen ungeordneten bis hoch ungeordneten Zustand der Optik. Alle in den Tabellen 5-8 aufgeführten Euler-Winkel sind in der Abb. 17 zusammenfassend veranschaulicht.

Die Euler-Winkel haben sich nach den hier gemachten Beobachtungen als empfindlicher Indikator für den Grad der Stoßwellenmetamorphose erwiesen und ermöglichen eine ausreichende Beschreibung der zwischen Plagioklas-O und Plagioklas-D gelegenen Uebergangsstadien. Sie eignen sich besonders für die intermediären Plagioklase, wie hier die Labradorite, da der optische Achsenwinkel in diesem Bereich zu unempfindlich auf Veränderungen im Ordnungsgrad reagiert.

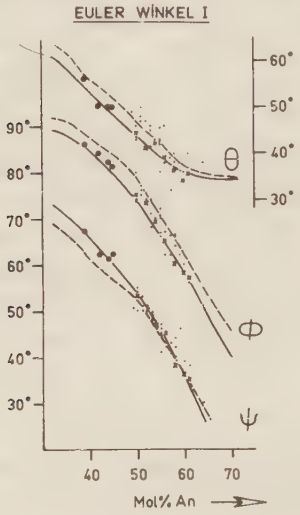


Abbildung 17:
Euler-Winkel I. Art vom 11 unbeanspruchten Plagioklasen vom Mt. Briand und 29 stoßwellenbeanspruchten Plagioklasen vom Mt. Babel im Bestimmungs-Diagramm nach BURRI et al. (1967). Durchgezogene Linie entspricht einem Plagioklas-O, gestrichelte Linie einem Plagioklas-D. Die Kreise bzw. Kreuze entsprechen den Messungen 1-4 bzw. 5-11 der Tab. 5 und die Punkte entsprechen den Messungen 12-4o der Tab. 6, 7, 8, s. Text.

Die Veränderungen des optischen Verhaltens der Plagioklase mit primär geordnetem Zustand beruht im allgemeinen auf thermischen Einflüssen, wobei der Grad der Umorientierung der Si, Al-Positionen von der Höhe und Zeitdauer der Temperatureinwirkung beeinflußt wird. Die sog. Restemperatur, die nach dem Durchgang der Stoßwelle durch

einen Festkörper zurückbleibt, liegt für bereits völlig isotropisierte Plagioklase in der Größenordnung von 2oo° bis 3oo°C bei Stoßwellendrucken von 25o bis 35o Kilobar (MILTON und DE CARLI, 1963). Die bei diesen Drucken kurzzeitig erreichten Spitzentemperaturen in der Stoßwellenfront liegen bei etwa 5oo°C (vgl. STOEFFLER, 1967). Höhe und Dauer dieser Temperaturen können jedoch keine Platzwechselvorgänge im Gitter, die mit geringer Geschwindigkeit vor sich gehen, verursachen. Vielmehr muß man nach STOEFFLER (1967) "die Möglichkeit in Betracht ziehen, daß im wesentlichen die mechanischen Vorgänge bei der extrem starken und diskontinuierlichen Kompression des Kristallgitters eine Veränderung des Ordnungsgrades der Si, Al-Verteilung hervorrufen oder andere Gittervorgänge bewirken, welche den gleichen Einfluß auf das optische Verhalten des Plagioklases haben".

Zur weiteren Aufklärung der Ordnungs/Unordnungs-Zustände der Labradorite wurden Untersuchungen mit Röntgenstrahlen und der Infrarot-Absorption gemacht, auf die später eingegangen wird. Vorwegnehmend sei gesagt, daß die dort gemachten Beobachtungen mit den optischen Befunden übereinstimmen.

V. Deformationsstrukturen und Umwandlungserscheinungen der Plagioklase

Wie bereits in den vorangegangenen Kapiteln erwähnt, zeigen die Plagioklase des Anorthosits vom Mt. Babel mit zunehmender Stoßwellenbeanspruchung charakteristische Deformations- und Umwandlungserscheinungen, die vom normalen kristallinen Zustand über eine intensive Bruchdeformation und plastische Deformation bis zur völligen Isotropisierung im festen Zustand reichen. Die bei stärkster Beanspruchung auftretende totale Mineralaufschmelzung, wie sie im Nördlinger Ries in den Glasbomben zu beobachten ist (HOERZ, 1965, v. ENGELHARDT, 1967), tritt im Anorthosit vom Manicouagan nicht auf. Die im folgenden beschriebenen Zustandsformen der Plagioklase wurden im Nördlinger Ries von STOEFFLER (1967) und in verschiedenen canadischen Kratern von ROBERTSON et al. (1968)

in z.T. gleicher oder ähnlicher Ausbildung beobachtet. Zahlreiche andere Autoren berichten über planare Elemente in Plagioklasen, die in den letzt genannten Arbeiten eingehend zitiert sind.

1. Brüche

In der Stufe I der Stoßwellenmetamorphose tritt eine intensive mechanische Bruchdeformation auf, die sich in Form von zahlreichen, gekrümmten Bruchflächen und lokaler Brecciierung der Plagioklase äußert. Die Brüche sind eben ausgebildet und scharenweise angeordnet, wobei gelegentlich eine bevorzugte Orientierung nach (oo1) zu beobachten ist. Es kommen keine Isotropisierungserscheinungen vor, doch sind Licht- und Doppelbrechung der Plagioklase im allgemeinen schon ganz schwach erniedrigt.

2. Spannungsrisse

Unter den Spannungsrissen werden kurze, lineare Strukturen verstanden, die in subparallelen Systemen bevorzugt an Korngrenzen auftreten. Sie enden stets innerhalb eines Kristallkorns. Die Risse sind sehr schmal (bis zu 1oμ breit) und kommen in Abständen von wenigen μ vor (Abb. 18, Tafel I). Teilweise sind sie leicht gebogen und um ihre Längsachse tordiert. Sie unterscheiden sich von den weiter unten beschriebenen planaren Elementen durch ihre kürzere und weniger kontinuierliche Ausbildung. Ihre Neigung im Dünnschliff kann auf dem Drehtisch nicht exakt festgelegt werden. Sie sind bei jeder möglichen Kippung um die Drehtischachsen unscharf ausgebildet. Daraus ist zu schließen, daß sie ein linsenförmiges Profil in Ebenen normal zur Schliffoberfläche haben und in sich verdreht sind.

Diese intragranularen Spannungsrisse können als Ausdehnungsbrüche bei der Druckentlastung erzeugt worden sein, wenn eine gewisse permanente Deformation während der Stoßwellenkompression stattgefunden hat oder auf eine plastische Verformung innerhalb der Plagioklaskörner bzw. an den Korngrenzen zurückgeführt werden, wofür ihr bevorzugtes Auftreten entlang von Korngrenzen sprechen würde. Sie kommen nur in doppelbrechenden Kristallbereichen vor.

TAFEL I

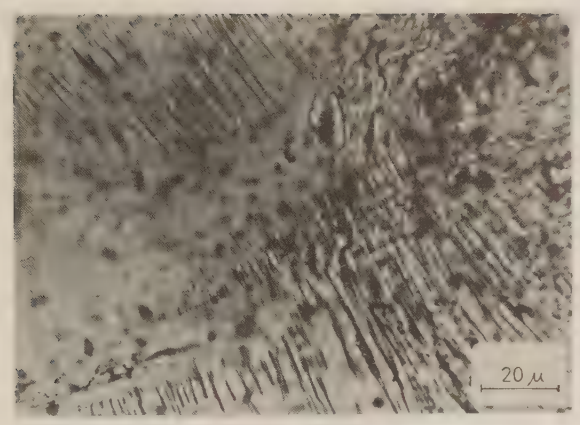


Abbildung 18:
Feine Spannungsrisse im Plagioklas, parallele Polarisatoren

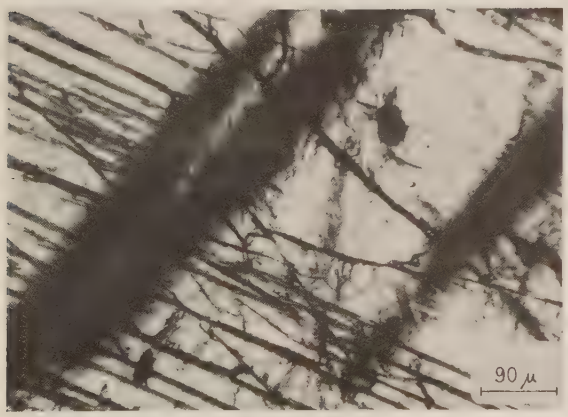


Abbildung 19:
Scharfe Deformationsbänder mit senkrecht dazu verlaufenden planaren Elementen im Bereich der Deformationsbänder, gekreuzte Polarisatoren, s. Text.

Abbildung 2o:
Deformationsbänder mit senkrecht dazu verlaufenden, verbogenen Spannungsrissen oder planaren Elementen, gekreuzte Polarisatoren, siehe Text

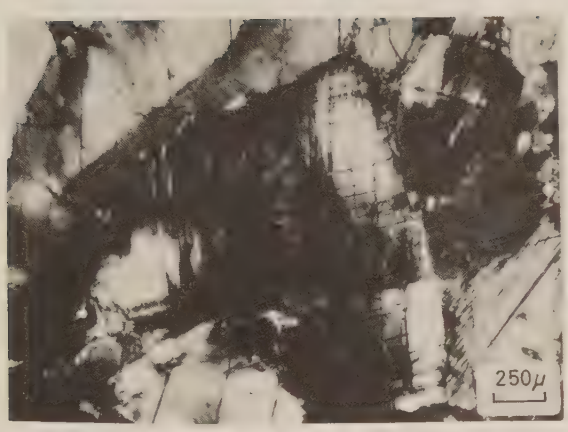
3. Deformationsbänder

Bei etwas stärkerer Stoßweilenbeanspruchung treten Anzeichen einer plastischen Deformation in Erscheinung. Sie äußern sich in Zonen mit stark undulöser Auslöschung, den sog. Deformationsbändern, die durch eine Verbiegung der Kristallstruktur bedingt und gewissermaßen als "Spannungsschatten" optisch sichtbar gemacht sind. Die Deformationsbänder zeigen scharfe (Abb. 19, Tafel I) bis unscharfe (Abb. 2o, Tafel I), stets undulierende Begrenzungen. Dies ist auf die unterschiedlich starke Krümmung der Netzebenen zurückzuführen. Je stärker die Verbiegung der Netzebenen, d.h. je kleiner der Krümmungsradius ist, um so schärfer erscheinen die Grenzen der Deformationsbänder. Sie haben eine andere optische Orientierung als die einheitlich auslöschenden Kristallbereiche. Ihre Breite ist sehr unterschiedlich und schwankt von 3oμ bis 3ooμ. Sie kommen einzeln und in parallelen Systemen vor. Charakteristisch für viele Deformationsbänder sind senkrecht zu ihnen verlaufende Spannungsrisse, oder planare Elemente, die an den Rändern der undulös auslöschenden Zonen leicht verbogen sind (vgl. Abb. 2o) oder auskeilen, wenn sie nur im Bereich der Deformationsbänder auftreten (vgl. Abb. 19). Zopfartige Deformationsbänder und Knickbänder wurden gelegentlich beobachtet.

Die Bildung der Deformationsbänder erfolgt wahrscheinlich durch Gleitungen im Plagioklasgitter nach der (o1o)-Fläche (vgl. SEIFERT, 1965).

4. Planare Elemente

In den Plagioklasen vom Mt. Babel treten planare Deformationsstrukturen auf, die unter dem Mikroskop als optische Diskontinuitäten zu erkennen sind. Im allgemeinen sind sie isotrop, gelegentlich aber auch schwach doppelbrechend. Sie durchqueren die Kristalle in parallelen Systemen, die nach verschiedenen, niedrig indizierten kristallographischen Ebenen orientiert sind, wobei die Korngrenzen der einzelnen Plagioklase nie überschritten werden (Abb. 21, Tafel II). Auf Grund ihrer unterschiedlichen Beschaffenheit, können verschiedene Arten planarer Elemente qualitativ



TAFEL II

Abbildung 21:
Planare Elemente fehlender Doppelbrechung in stoßwellenbeanspruchten Labradoriten, Übersichtsaufnahme, gekreuzte Polarisatoren

Abbildung 22:
Dekorierte planare Elemente nach (o1o) parallele Polarisatoren, s. Text.

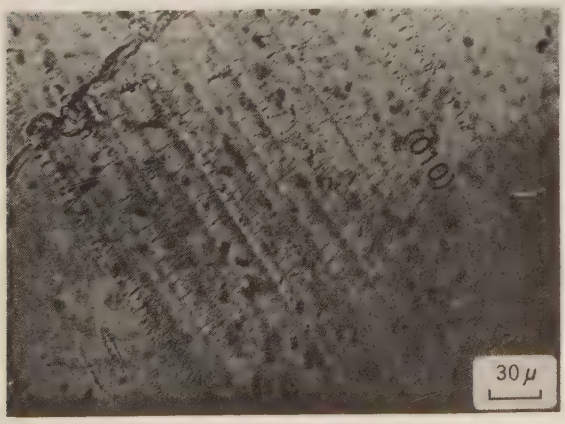


Abbildung 23:
Dekorierte planare Elemente nach (o1o) in geneigter Lage zur Schliffnormalen, eingeregelte Einschlüsse in nadeliger Ausbildung, parallele Polarisatoren, s. Text.

unterschieden werden, wie sie von v. ENGELHARDT und BERTSCH (1969) beim Quarz aus dem Nördlinger Ries beschrieben wurden. Eine Zuordnung bestimmter planarer Elemente nach Häufigkeit, Orientierung und Druckbeanspruchung konnte nicht vorgenommen werden, da sie sich in dieser Hinsicht nicht quantitativ voneinander unterscheiden.

a) Dekorierte planare Elemente

Bei stärkster lichtmikroskopischer Vergrößerung sind feinste, gerade noch auflösbare Linien zu beobachten, die als Spuren kristallographisch orientierter Ebenen mit kleinen Einschlüssen dekoriert sind. (Abb. 22, Tafel II). Die Einschlüsse sind rundlich bis oval oder länglich ausgebildet und im allgemeinen kleiner als 1 μ im Durchmesser. Der Abstand zwischen den einzelnen dekorierten Ebenen schwankt zwischen 1 μ bis 10 μ. Bei geneigter Lage dieser planaren Elemente zur Schliffoberfläche erscheinen die Dekorationen in ihnen als nadelige, senkrecht zur Spur der Ebenen eingeregelte Einschlüsse, die in regelmäßigen Abständen aufeinander folgen (Abb. 23, Tafel II).

Die Einschlüsse selbst konnten nicht näher untersucht werden. Wahrscheinlich handelt es sich um Löcher oder um flüssigkeitsgefüllte Hohlräume (vgl. v. ENGELHARDT und BERTSCH, 1969). Ihre Lichtbrechung ist niedriger als die des umgebenden Plagioklases, wie Untersuchungen im Phasenkontrast zeigen. Die dekorierten planaren Elemente werden von den genannten Autoren als Spuren aktiver Gleitflächen gedeutet, die in der Stoßwellenkompression in Gang gesetzt worden sind. Gittergleitungen laufen im allgemeinen über Versetzungsbewegungen ab, die in der Gleitfläche atomare Leerstellen zurücklassen können, die unter gewissen Bedingungen durch Diffusion wandern und sich zu Hohlräumen zusammenballen können. So sind möglicherweise die Dekorationen in den beobachteten planaren Elementen gebildet worden. Andere Bildungsmechanismen, wie z.B. das Ausheilen ursprünglich offener Spaltrisse oder die Entmischung ursprünglich gelöster

Gase, sind an verschiedener Stelle erwähnt worden. Ein volles Verständnis ist bis heute noch nicht möglich.

b) Nicht dekorierte planare Elemente

Unter nicht dekorierten planaren Elemente werden feinste glatte planare Elemente verstanden, die auch bei stärkster lichtmikroskopischer Vergrößerung nicht mehr scharf aufgelöst werden können. Sie sind weniger als 1 μ breit und kommen in aufeinanderfolgenden Scharen von 1 μ - 5 μ Abstand vor (Abb. 24 Tafel III). Ihre Lichtbrechung ist geringer als die der umgebenden kristallinen Matrix der Plagioklase. Sie sind fast oder vollständig isotrop und verbreiten sich bei zunehmender Stoßwellenbeanspruchung zu einheitlich isotropen Bändern (Abb. 25, Tafel III).

c) Homogene Lamellen

Homogene Lamellen sind am häufigsten vertreten. Sie werden von den nicht dekorierten planaren Elementen in Anlehnung an die Klassifikation der beim Quarz beobachteten Deformationsstrukturen (v. ENGELHARDT und BERTSCH, 1969) durch ihre mikroskopisch endliche Breite von 2 μ - 5 μ und scharfe Begrenzung unterschieden (Abb. 27 , Tafel IV). In der Regel sind sie vollständig isotrop, niedriger lichtbrechend als die umgebenden Kristallbereiche, und kommen in den untersuchten Labradoriten im Mittel in Abständen von 10 μ und mehr vor. Vornehmlich sind sie nach (010) und (001) orientiert. Nicht dekorierte planare Elemente und homogene Lamellen überlagern sich häufig (Abb. 28, Tafel IV).

d) Gefüllte Lamellen

Es wurden Lamellen beobachtet, die mit einem doppelbrechenden Medium gleicher Lichtbrechung wie der des Labradorits gefüllt sind. Diese Lamellen sind etwa 5 μ breit. Die Füllung besteht vermutlich aus Skapolith, der sich sekundär als Umwandlungsprodukt aus den Plagioklasen gebildet hat. In der Abb. 29 (Tafel IV) werden planare Lamellen gezeigt, die teilweise mit höher lichtbrechenden Einlagerungen gefüllt sind. Worum es sich bei dieser eingelagerten Substanz handelt, konnte

TAFEL III

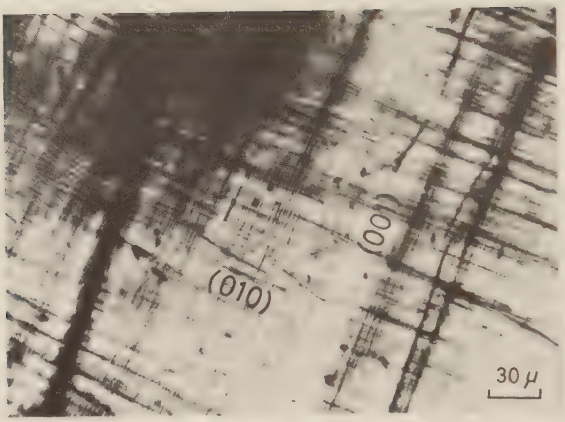


Abbildung 24:
Nicht dekorierte planare Elemente, gekreuzte Polarisatoren, s. Text.

Abbildung 25:
Nicht dekorierte planare Elemente zu isotropen Bändern verbreitert, gekreuzte Polarisatoren, s. Text.

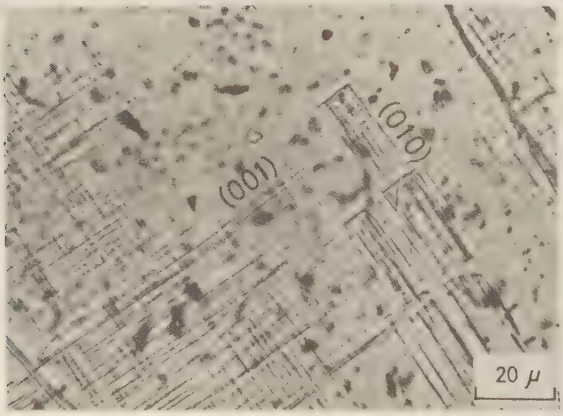


Abbildung 26:
Teilweise dekorierte und nicht dekorierte planare Elemente, parallele Polarisatoren, s. Text

nicht näher bestimmt werden. Röntgenographische Untersuchungen an entsprechenden Proben, die zur Anreicherung dieser möglicherweise gegen chemische Reagentien resistenteren Substanz vorsichtig mit stark verdünnter Flußsäure behandelt wurden, führten zu keiner weiteren Aufklärung.

5. Isotropisierung

Es können grundsätzlich zwei verschiedene Vorgänge unterschieden werden, nach denen die Isotropisierung der Labradorite vor sich geht. Einerseits die Isotropisierung der Labradorite über planare Elemente und Lamellen nach bestimmten kristallographischen Vorzugsrichtungen und anderseits die unregelmäßige, diffuse Isotropisierung (vgl. STOEFFLER, 1967). Die Vorgänge lassen sich mikroskopisch in ihren verschiedenen Entwicklungsstadien verfolgen. Im ersten Fall werden in der Stoßwellenkompression durch plastische Verformung feine Lamellen erzeugt, die durch ihre schwache oder fehlende Doppelbrechung und erniedrigte Lichtbrechung gegenüber dem Wirtskristall sichtbar sind. Bei zunehmender Beanspruchung in der Stoßwellenmetamorphose werden zunächst alle bereits angelegten Lamellen vollständig isotropisiert. Neu hinzutretende planare Elemente (vgl. Abb. 28), die durch eine mehrphasige Druckbeanspruchung oder durch ihre relativ höhere kritische Schubspannung gegenüber den anderen Systemen später gebildet werden, sind ebenfalls stets isotrop ausgebildet. Bei weiter steigender Intensität der Beanspruchung verbreiten sich die isotropen Lamellen, so daß sich das primäre Bild umkehrt und kristalline Restlamellen in isotroper Matrix zu beobachten sind, bevor der Kristall vollständig in diaplektisches Glas umgewandelt wird. Die Abbildungen 30-32 (Tafel V) veranschaulichen diesen Vorgang. Treten sich kreuzende Lamellensysteme auf, wie sie vielfach bei den nicht dekorierten planaren Elementen beobachtet wurden, so verbreitern sich diese zu isotropen Bändern (vgl. Abb. 25), die allmählich den ganzen Kristall erfassen. Hier wurden nie kristalline Restlamellen beobachtet, da diese planaren Elemente primär so engscharig angelegt sind (2μ - 5μ), daß sie sich bei einer Verbreiterung sofort

TAFEL IV

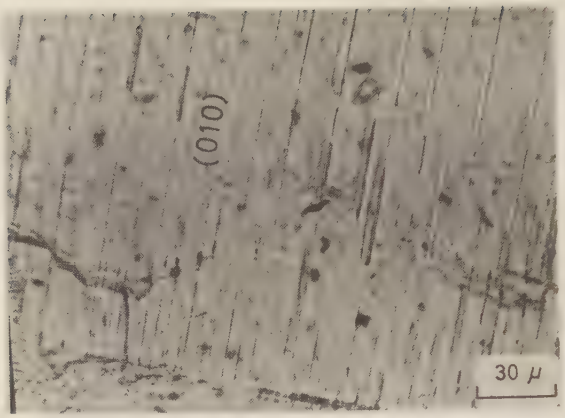


Abbildung 27:
Homogene Lamellen nach (o1o), parallele Polarisatoren, s. Text.

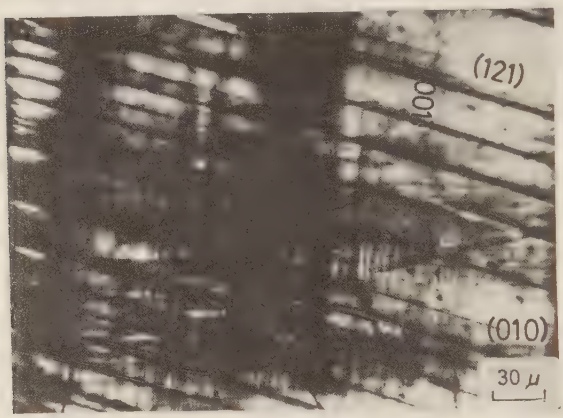


Abbildung 28:
Feine, nicht dekorierte planare Elemente nach (o1o) und (oo1) überlagert von "später" gebildeten homogenen Lamellen nach $(\bar{1}2\bar{1})$, gekreuzte Polarisatoren.

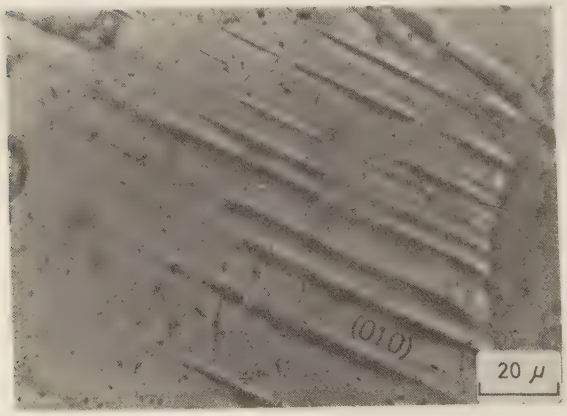


Abbildung 29:
Teilweise gefüllte Lamellen, Einlagerungen sind höher lichtbrechend als die Umgebung, parallele Polarisatoren.

berühren und zu breiten isotropen Bändern vereinigen. Kristalline Restlamellen treten dagegen bevorzugt in solchen Körnern auf, in denen vorher bei niedrigerer Druckbeanspruchung homogene Lamellen entwickelt waren, die in großen Abständen auftreten (1oμ und mehr). Sie können sich bei zunehmenden Stoßwellendrucken um einige μ verbreitern, so daß mit dem Lichtmikroskop die übrigbleibenden kristallinen Lamellen gut aufgelöst werden können.

Hieraus folgt in Uebereinstimmung mit den Beobachtungen, daß Körner mit nicht dekorierten planaren Elementen früher isotropisiert sind als solche mit homogenen Lamellen.

Die diffuse, unregelmäßige Isotropisierung kommt ebenso häufig vor wie die Verglasung über planare Elemente. Sie wurde vornehmlich in Kristallen beobachtet, die keine primären morphologisch sichtbaren Spaltflächen und Zwillingsverwachsungsebenen aufweisen. Sie erfaßt progressiv in völlig irregulärer Weise die Kristalle, wobei auch hier einzelne Körner unabhängig voneinander und ohne Reaktion auf benachbarte Kristalle unterschiedlich stark betroffen sind (Abb. 33, Tafel VI). Die Konzentration und unregelmäßige Verteilung primärer Gitterbaufehler wird die Intensität und Unregelmässigkeit der diffusen Isotropisierung weitgehend beeinflussen. Ebenso wird die Domänenstruktur der Labradorite, die abwechselnd aus submikroskopischen Bereichen verschiedener chemischer Zusammensetzung von etwa An_{3o} bzw. An_{7o} bestehen, eine Rolle spielen. Diese primären Inhomogenitäten wurden in den Labradoriten, die keiner Stoßwellendeformation ausgesetzt waren, durch leicht undulierende Unstetigkeiten bei gekreuzten Polarisatoren beobachtet, und zwar bevorzugt in unverzwillingten Individuen. Dadurch wird ein ursächlicher Zusammenhang zwischen submikroskopischer Domänenstruktur und diffuser Isotropisierung wahrscheinlich gemacht.

Häufig konnte eine "unsymmetrische" Isotropisierung [+] der Plagioklase

---

[+] Der Begriff der unsymmetrischen Isotropisierung ist nicht mit dem von STOEFFLER (1967) definierten Begriff der asymmetrischen Isotropisierung identisch, der besagt, daß in einem polysynthetischen Zwillingssystem ababab nur die Lamellen a oder nur die Lamellen b isotrop sind. Diese Art der Isotropisierung konnte hier nicht beobachtet werden.

TAFEL V

Abbildung 30: Weitgehend isotropisierter Labradorit mit kristallinen Restlamellen, gekreuzte Polarisatoren.

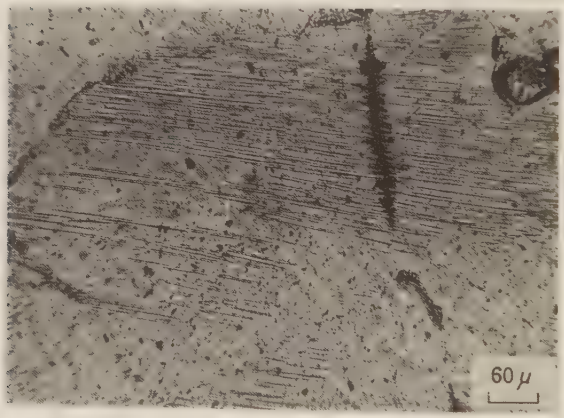


Abbildung 31: Ebenso wie Abbildung 29, parallele Polarisatoren.

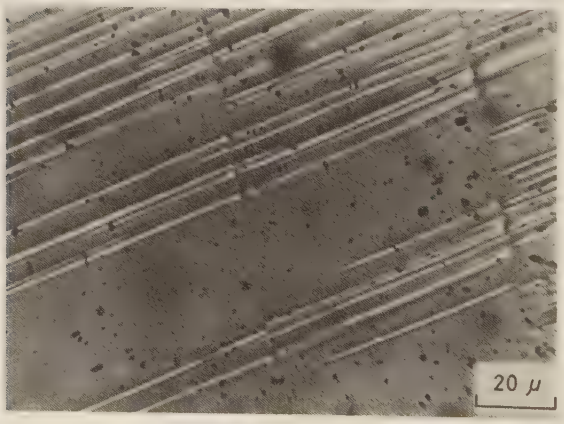


Abbildung 32: Feine kristalline Restlamellen, parallele Nicols.

TAFEL VI

Abbildung 33

Abbildung 34

Abbildung 35

Abbildung 36

Abbildung 33: Diffuse Isotropisierung, gekreuzte Polarisatoren, s. Text.
Abbildung 34: Unsymmetrische Isotropisierung, gekreuzte Nicols, s. Text.
Abbildung 35: An Zwillingsgrenzen aufgestaute unsymmetrische Isotropisierung, gekreuzte Polarisatoren, s. Text.
Abbildung 36: Unregelmäßige Teilisotropisierung zwischen vollständig isotropen Lamellen, gekreuzte Nicols, s. Text.

beobachtet werden, die im wesentlichen auf eine Wechselwirkung der Stoßwellen und ihrer Sekundärwellen zurückzuführen ist. Vorausschreitende Wellenfronten können sich überlagern und lokal eine intensive Deformation im Kristall bewirken, oder eine den Kristall durchlaufende Wellenfront endlicher Dauer kann mit ihrer an Korngrenzen oder freien Oberflächen reflektierten Gegenwelle "interferieren", was ebenso eine Verstärkung der deformierenden Spannungen bewirken wird (vgl. RINEHART, 1966). Durch derartige Wechselwirkungen in der Kompressionsphase kommen Isotropisierungen zustande, wie sie in Abb. 34 (Tafel VI) durch Ueberlagerungen von durchlaufender und reflektierter Welle zu erklären sind, die ein Aufstauen von Spannungen an bereits isotropen Zwillingsgrenzen bewirken. An Zwillingsgrenzen, die verschieden orientierte Kristalle der gleichen chemischen Zusammensetzung voneinander trennen, treten ebenso wie an Korngrenzen zwischen Kristallen verschiedener Substanz abrupte Aenderungen der mechanischen Eigenschaften auf, die eine inhomogene Spannungsverteilung und -konzentration bedingen. Der Grad der Isotropisierung, ihre Art und Verteilung spiegeln also die Intensität der Stoßwellendeformation in kleinsten Kristallbereichen wieder. Die Verschiedenheit der Deformation in aneinander grenzenden Körnern und in Einzelnkörnern selbst machen es fast unmöglich, den genauen Verlauf der Stoßwelle im Gestein aufzulösen.

Abbildung 36 (Tafel VI) veranschaulicht den Zustand, der bei noch stärkerer Deformationsbeanspruchung aus vorher asymmetrisch isotropisierten Plagioklasen resultiert (vgl. Abb. 34 und 35).

Vollständig isotropisierte Labradorite, d.h. Körner, die zu 1oo% aus reinem diaplektischem Glas oder Maskelynit[+] bestehen, wurden in

---

+) Maskelynit wurde erstmals von TSCHERMAK (1872) in dem Shergotty Achondriten beobachtet und beschrieben. MILTON und DE CARLI (1963) konnten Maskelynit durch Stoßwellenexperimente bei Drucken von 25o bis 35o kbar synthetisieren. Natürliche terrestrische Vorkommen von Maskelynit wurden erstmals von BEALS et al (1963) in canadischen Meteoritenkratern entdeckt.

einigen lokal begrenzten Vorkommen von Mt. Babel gefunden. Dort sind alle Plagioklase des Anorthosits in diese Phase umgewandelt. Bei gekreuzten Polarisatoren und Drehung um die Mikroskoptischachse bleibt bei jeder beliebigen Schnittlage der Körner die totale Auslöschung erhalten. Die diaplektischen Gläser haben keine Fließstrukturen und Blasen im Gegensatz zu den Schmelzgläsern. Die Korngrenzen der verglasten Labradorite sind erhalten geblieben. Diaplektisches Glas bildet also eine Pseudomorphose nach dem primären kristallinen Mineral (vgl. v. ENGELHARDT et al. 1967).

Bei intensiver mikroskopischer Betrachtung unter parallelen Polarisatoren konnten in den diaplektischen Gläsern ganz vereinzelt noch schwache lamellare Unstetigkeiten andeutungsweise beobachtet werden, die jedoch auch bei fokussiertem Lichteinfall nicht mehr scharf aufgelöst werden konnten. Bei gekreuzten Polarisatoren sind sie nicht zu erkennen. Die Körner sind mikroskopisch völlig isotrop. Zur weiteren Aufklärung wurden von den entsprechenden Proben dünne, etwa 1 mm dicke, polierte Scheibchen hergestellt und mit verdünnter Flußsäure schwach angeätzt. Anschließend wurden sie mit einer Goldschicht zur Verhinderung von Aufladungseffekten bedampft und mit dem Elektronenrastermikroskop der Firma CAMBRIDGE (CAMBRIDGE STEREOSCAN MK II a) untersucht. Die Aufnahmen wurden dankenswerterweise im Institut für angewandte Physik der Universität Tübingen von Herrn Dipl. phys. J. P. Martin aufgenommen. In den Abbildungen 37-4o (Tafel VII und VIII) sind einige, bei senkrechtem Einfall der Primärelektronen (Beschleunigungsspannung 2KV) auf die Objektoberfläche aufgenommene Sekundärelektronenbilder dargestellt. Sie zeigen alle ein starkes Relief zwischen erhabenen hellen Lamellen und dunklen fortgeätzten Bereichen. Die hervorstehenden Lamellen bestehen vermutlich aus quasikristallinem oder quasiglasigem Material niedrigerer Fehlordnung (im Lichtmikroskop sind diese Lamellen isotrop), das der Aetzung stärker widerstehen kann, als die dunklen, höher fehlgeordneten Bereiche. Die Aufnahmen beweisen, daß auch im diaplektischen Glas, welches lichtmikroskopisch einheitlich isotrop erscheint, noch feine

lamellare Diskontinuitäten auftreten, die durch das Aetzverfahren deutlich sichtbar gemacht werden können. Die feinen nicht dekorierten planaren El..emente (vgl. Kap. V,4,b) erniedrigter oder fehlender Doppelbrechung in kristalliner Matrix, die ebenfalls mikroskopisch kaum auflösbar sind, stellen die Umkehrung der hier beobachteten Lamellen fehlender Doppelbrechung in glasiger Matrix dar. Nur ist der Kontrast im letzten Fall bedeutend schlechter, da kein auflösbarer Unterschied in der Doppelbrechung, wohl aber in der Lichtbrechung und damit im Glaszustand selbst vorliegt.

Die lamellaren Inhomogenitäten der diaplektischen Gläser äußern sich in einer relativ großen Schwankungsbreite der Lichtbrechungs- und Dichtewerte, die summarisch an Einzelkörnern bestimmt wurden (siehe Kap. VII, 2). Diaplektische Gläser mit der niedrigsten Dichte und Lichtbrechung dürften die unter Stoßwellenbedingungen maximal erreichbare fehlgeordnete Struktur erreicht haben, die sich aber immer noch von der der Schmelzgläser durch eine höhere Fernordnung unterscheidet. Um die hier aufgezeigten verschiedenen Zustandsformen der Glasstruktur besser verstehen zu können, bedarf es eingehender Untersuchungen über die Nachbarschaftsverhältnisse nahgeordneter Bereiche, die durch Neutronenbeugung weiter aufgeklärt werden können.

6. Haloerscheinungen in isotropisierten Plagioklasen

In den diaplektischen Labradoritgläsern treten sog. Halos auf, unter denen doppelbrechende Höfe zu verstehen sind, die bevorzugt an den Enden auskeilender planarer Elemente oder auch feiner Risse zu beobachten sind. Ebenso liegen sie hintereinandergereiht auf kurzen Lineamenten (Spannungsrisse oder planare Elemente) , Abb. 41, entlang denen Versetzungsbewegungen stattgefunden haben. Die Vermutung liegt nahe, daß ausgehend von diese rosettenförmigen und doppelbrechenden Höfen die Spannungsrisse und z.T. auch planaren Elemente gebildet worden sind. Die Halos können dabei als Versetzungsquellen wirksam gewesen sein. Ebenso kann es sich um lokale, durch plastische Deformation entstandene Rotationen des Gitters handeln, wobei die Doppelbrechung der Halos durch im Gitter verbliebene Rest-

TAFEL VII

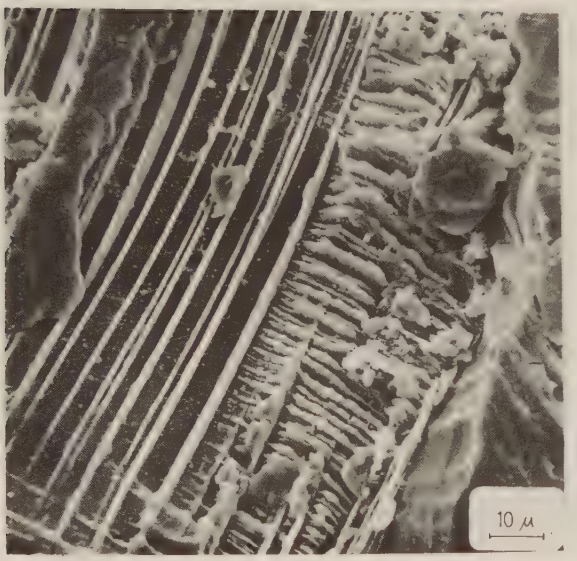


Abbildung 37: Sekundärelektronenbild von angeätztem diaplektischem Glas, lamellare Inhomogenitäten, vermutlich nach (o1o) und (oo1), s. Text.

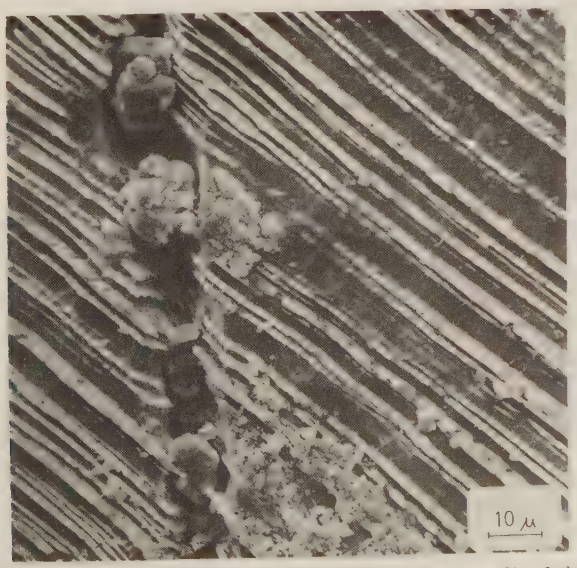


Abbildung 38: Sekundärelektronenbild von angeätztem diaplektischem Glas mit lamellaren Inhomogenitäten, N-S verlaufender Bruch , s. Text.

TAFEL VIII

Abbildung 39: Sekundärelektronenbild von angeätztem diaplektischem Glas mit lamellaren Inhomogenitäten, s. Text.

Abbildung 4o: Ausschnittvergrößerung aus Abbildung 39.

Abbildung 41: Halos auf einer Versetzungslinie, senkrecht zu sehr schwachen planaren Elementen. Nicols gekreuzt.

spannungen induziert wurde (Spannungshöfe). Kleinere Halos kommen vor, ohne mit planaren Elementen oder Rissen verbunden zu sein. Sie geben den Körnern in kleinem Abbildungsmaßstab ein gerieftes Aussehen (Mikrotextur). Häufig treten sie auch als doppelbrechende Höfe um Einschlüsse im diaplektischen Glas auf (Abb. 42). Dabei handelt es sich offenbar um undeformierte Kristallbereiche. Aehnliche Erscheinungen

Abbildung 42: Halo um einen Granat-Einschluß im diaplektischen Labradoritglas. Gekreuzte Polarisatoren.

wurden beobachtet, wenn doppelbrechende und undeformierte Labradoritkristalle von einem Ring aus Granaten oder anderen dunklen Mineralen umgeben sind, in deren Druckschatten sie vor der Isotropisierung geschützt waren, während alle außerhalb der Insel liegenden Plagioklase vollständig isotropisiert sind.

VI. Die kristallographische Orientierung der planaren Elemente

Mit Hilfe des Universaldrehtisches wurden insgesamt 113 Lamellen in 51 Labradoritkristallen vom Mt. Babel eingemessen und in die stereographische Projektion bei fixen Hauptschwingungsrichtungen und senkrechtem Ausstich der optischen Normalen [n_β] eingezeichnet (Abb. 43).

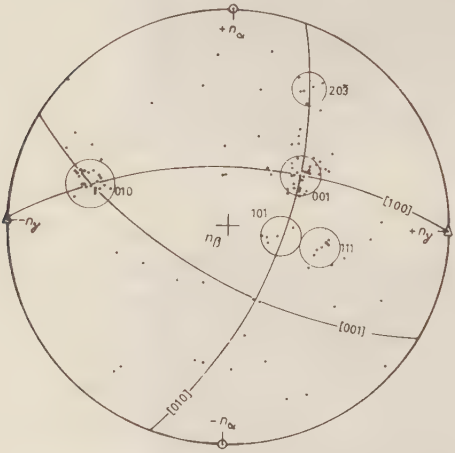


Abbildung 43:

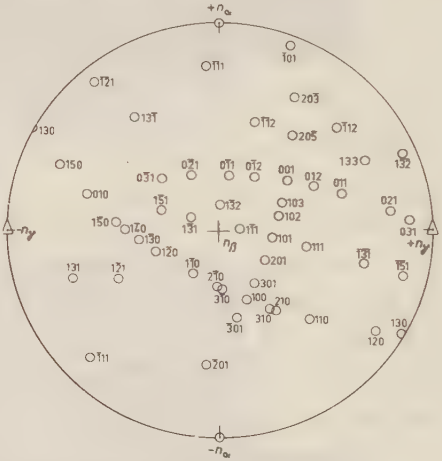


Abbildung 44:

Abbildung 43: Winkeltreue stereographische Projektion von 113 Flächenpolen planarer Elemente bei fixen optischen Vektoren.

Abbildung 44: Winkeltreue stereographische Projektion von niedrig indizierten Flächen eines Labradorits der Zusammensetzung An_{55} Mol.-%. Berechnung der Flächenlagen nach den von COLE et al (1951) gemessenen Gitterparametern, s. Text.

Ihre kristallographische Orientierung wurde anhand eines Vergleichsdiagramms (Abb. 44) ermittelt, in dem die wichtigsten niedrig indizierten Flächenpole eines zum Vergleich herangezogenen Labradorits der gleichen mittleren chemischen Zusammensetzung von An_{55} Mol.% projeziert sind. Die Berechnung der Flächenlagen in Abb. 44 erfolgte nach den von COLE et al. (1951) gemessenen Gitterkonstanten: a_o = 8,165 Å, b_o = 12,859 Å, c_o = 7,097 Å und α = 93,65 , β = 116,10, γ = 89,79. Mit diesem Vergleichdiagramm konnte eine graphische Indizierung der eingemessenen Lamellen vorgenommen werden. Unsicherheiten in der kristallographischen Indizierung dieser Flächen beruhen sowohl auf Meßfehlern am Drehtisch, die infolge der erniedrigten Doppelbrechung vieler Körner nicht vermieden werden konnten, als auch auf der natürlichen Variation des Anorthitgehaltes (vgl. Abb. 12). Die Lagendispersion der (o1o) und (oo1)-Flächenpole der planaren Elemente im Migrationskurvendiagramm ist aus den Abbildungen 45 und 46 ersichtlich. Aus diesen Gründen konnte eine Reproduzierbarkeit der Mes-

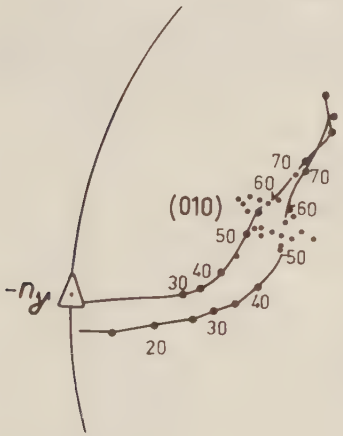


Abbildung 45:

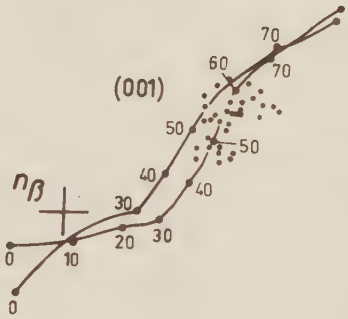


Abbildung 46:

Winkeltreue stereographische Projektion von 21 Polpunkten planarer Elemente nach (o1o) und 33 Polpunkten planarer Elemente nach (oo1) der stoßwellenbeanspruchten diaplektischen Plagioklase vom Mt. Babel sowie der Migrationskurven bei fixen optischen Vektoren nach BURRI et al (1967), s. Text.

sungen nur gewährleistet werden, wenn die eingemessenen Polpunkte der planaren Elemente um weniger als $1o^{O}$ von der berechneten Flächenlage abwichen. Daher wurden Fehlerkreise mit einem Radius von $1o^{O}$ zugelassen.

Die folgende Tabelle (Tabelle 9) enthält die Häufigkeitsverteilung aller indizierbarer (88 % aller gemessenen Lamellen) planarer Elemente. Es wurden maximal 6 verschiedene Lamellensysteme in einem Korn beobachtet. In der Regel treten zwei bis drei Systeme pro Korn auf, wobei die Richtungen (o1o) und (oo1) am häufigsten beobachtet wurden. Im Mittel enthält jedes Korn 2,2 verschiedene orientierte Lamellensysteme. Den Zahlenangaben in Tabelle 9 haftet ein systematischer Fehler an, der, bedingt durch die Geometrie des Drehtisches (maximal mögliche Neigung der Horizontalachse um $5o^{O}$), nicht zu eliminieren ist. Es bleiben nämlich

Fläche (hkl)	Häufigkeit in % A	B	Fläche (hkl)	Häufigkeit in % A	B
(oo1)	28	63	($\bar{1}\bar{1}$2)	2	4
(o1o)	19	43	($\bar{2}$o1)	2	4
(111)	8	16	(15o)	2	4
(2o$\bar{3}$)	6	12	(o$\bar{1}$2)	2	4
(1o1)	4	9	(11o)	1	2
(1oo)	2	4	(1$\bar{1}$o)	1	2
(o$\bar{1}$1)	2	4	($\bar{1}\bar{1}$1)	1	2
($\bar{1}$11)	2	4	(o12)	1	2
(1$\bar{2}$1)	2	4	(o21)	1	2
(121)	2	4	(13$\bar{1}$)	1	2
			($\bar{3}$o1)	1	2

Tabelle 9: Häufigkeitsabfolge aller eingemessenen planaren Elemente.

A: Häufigkeit des Lamellensystems bezogen auf die Gesamtzahl (113) aller vorkommenden Lamellen.

B: Häufigkeit des Lamellensystems bezogen auf die Gesamtzahl (51) aller vermessenen Körner, die einmeßbare Lamellen besitzen.

solche Lamellen unberücksichtigt, deren Flächenpole in den "blinden Kreis" der nicht transformierten stereographischen Projektion fallen und damit der Beobachtung nicht zugänglich gemacht werden können. Bei einer durchschnittlich homogenen Besetzung der Lamellenpole auf der Lagenkugel können nur 84 % aller Lamellen eingemessen werden. Die restlichen 16 % liegen innerhalb des "blinden Kreises" und damit außerhalb des Beobachtungsfeldes. Um den in Tabelle 9 nach ihrer Häufigkeit aufgeführten planaren Elementen die primär in den Labradoritkristallen vorkommenden morphologischen Flächenelemente gegenüberzustellen, wurden alle Spaltflächen, ebene Bruchflächen und Zwillingsverwachsungsflächen derjenigen Kristalle eingemessen, die keine planaren Elemente erniedrigter oder fehlender Doppelbrechung enthielten. Es wurden insgesamt 121 Flächenpole in der vergleichbaren Anzahl von 51 Labradoritkristallen eingemessen und das Stereogramm bei fixen optischen Vektoren und vertikalem Ausstrich von $[n_\beta]$ eingetragen (Abb. 47). Auch hier konnten 88 % aller beobachteten Flächen nach dem oben beschriebenen Verfahren indiziert werden. Ihre Häufigkeitsverteilung ist in Tabelle 1o angegeben.

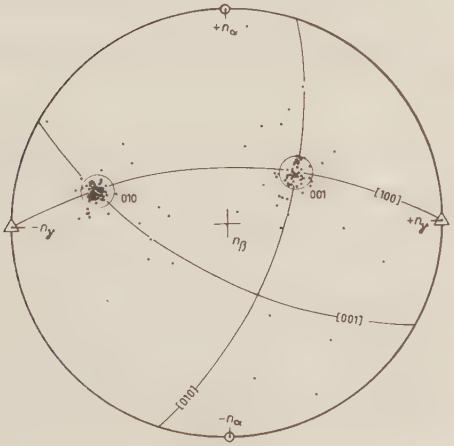


Abbildung 47:
Winkeltreue stereographische Projektion von 121 primären morphologischen Flächenelementen bei fixen optischen Vektoren, s. Text.

Fläche (hkl)	Häufigkeit in % A	B	Fläche (hkl)	Häufigkeit in % A	B
(o1o)	36	87	(o$\bar{1}$1)	1	2
(oo1)	36	84	(1o1)	1	2
(1o2)	4	1o	(1$\bar{1}$1)	1	2
($\bar{1}\bar{1}$2)	2	6	(13o)	1	2
(1$\bar{5}$1)	2	4	(1$\bar{3}$o)	1	2
(1oo)	1	2	($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$)	1	2
(2o$\bar{3}$)	1	2	(1$\bar{4}$1)	1	2

Tabelle 1o: Häufigkeitsabfolge aller eingemessenen primären morphologischen Flächenelemente. (Bezüglich A und B vgl. Tabelle 9).

Im Gegensatz zu 21 verschiedenen kristallographischen Orientierungen wurden bei den primären morphologischen Flächen 14 verschiedene Richtungen indiziert, von denen sich 7 aus beiden Gruppen überlagern (Tabelle 11). Dies bedeutet, daß die planaren Elemente über eine größere Anzahl verschiedener kristallographischer Richtungen streuen, die offenbar erst unter den Bedingungen der Stoßwellenmetamorphose in Gang gesetzt werden können.

Aus der Gegenüberstellung sich überlagernder Flächenorientierungen (Tabelle 11) sieht man, daß die primären Flächen (o1o) und (oo1) die gleiche Häufigkeitsverteilung haben, wogegen planare Elemente nach (oo1) gegenüber solchen nach (o1o) etwa im Verhältnis 3 : 2 bevorzugt angelegt werden. Sie sind also in der Stoßwellenbeanspruchung nicht mehr als gleichwertige Flächen anzusehen, was ihre Häufigkeit anbetrifft. Die untersuchten Körner zeigten keine Gefügeregelung, auf die dieser Effekt eventuell zurückgeführt werden könnte, sondern alle

Fläche (hkl)	Häufigkeit primärer Flächen in %		Häufigkeit der planaren Elemente in %	
	A	B	A	B
(o1o)	36	87	19	43
(oo1)	36	84	28	63
($\bar{1}\bar{1}$2)	2	6	2	4
(1oo)	1	2	2	4
(2o$\bar{3}$)	1	2	6	12
(o$\bar{1}$1)	1	2	2	4
(1o1)	1	2	4	9

Tabelle 11: Häufigkeitsabfolge primärer morphologischer Flächenelemente und planarer Elemente der gleichen kristallographischen Orientierung, (bezüglich A und B, vgl. Tabelle 9), s. Text.

Flächenpole sind statistisch homogen auf der Lagenkugel verteilt. Generell läßt sich feststellen, daß (o1o) und (oo1) in beiden Gruppen am häufigsten vorkommen. Die anderen Flächen treten so untergeordnet auf, daß sich deutliche Zusammenhänge nicht erkennen lassen.

Ein Vergleich der gemessenen Orientierungen und der Häufigkeitsverteilung der planaren Elemente mit entsprechenden Messergebnissen anderer Autoren ergibt deutliche Unterschiede. STÖFFLER (1967) fand in 97 Andesinkristallen aus kristallinen Grundgebirgseinschlüssen des Suevits aus dem Nördlinger Ries eine andere Häufigkeitsverteilung der planaren Elemente, die mit abnehmender Häufigkeit nach (oo1), (o1o), (1oo), (1$\bar{2}$o) u. a. orientiert sind. Die Fläche (1oo) tritt in den Labradoritkristallen vom Manicouagan Krater nur untergeordnet auf und planare Elemente nach (1$\bar{2}$O) wurden gar nicht beobachtet. (oo1) und (o1o) sind in beiden Fällen die wichtigsten und häufigsten Orientierungen der planaren Elemente.

ROBERTSON et al. (1968) beobachteten dagegen in 42 Andesinen aus comagmatischen Kumuli planare Elemente nach (001), (010), ($\bar{1}$02), ($\bar{1}$11) u.a. und in 19 Labradoriten bevorzugt nach (12$\bar{0}$). Bezüglich der beiden wichtigsten Orientierungen nach (001) und (010) stimmen die Messungen von ROBERTSON et al. für Andesinkristalle mit den von STOFFLER angegebenen kristallographischen Indizierungen überein. Die für Labradorite angegebene Orientierung der planaren Elemente nach (1$\bar{1}$0) wurde, wie erwähnt, in der vorliegenden Arbeit nicht beobachtet. Sie liegen vielmehr in den kristallographischen Ebenen (001), (010), (111), (2$0\bar{3}$) u.a. (vgl. Tabelle 9).

Es ist nicht eindeutig zu ersehen, ob diese Unterschiede durch die verschiedene chemische Zusammensetzung bzw. durch eine unterschiedlich starke Beanspruchung oder beides bedingt sind. Für die Labradorite könnte beim Vergleich der Messergebnisse von ROBERTSON et al. und vom Verfasser eine unterschiedliche Deformationsbeanspruchung oder Orientierung zur Stoßwellenfront für die verschiedenen Indizierungen der planaren Elemente verantwortlich sein. Es ist jedoch zu bemerken, daß die Angaben von ROBERTSON et al. infolge der geringen Anzahl der eingemessenen planaren Elemente nicht ausreichen, um weitere Schlußfolgerungen zu ziehen. Allgemein läßt sich sagen, daß die Richtungen (001) und (010) in allen Plagioklasen unabhängig vom Chemismus für die Bildung von planaren Elementen die wichtigsten sind.

Da die Plagioklase wie aus den Winkelverhältnissen sofort ersichtlich ist, eine deutliche pseudokubische Symmetrie aufweisen, wurden nach dem von BURRI (1962) für die Beschreibung der Zwillingsgesetze entwickelten Verfahren alle planaren Elemente auf ein neues Achsensystem mit pseudokubischer Symmetrie umgerechnet. Die Transformationsformeln zwischen den Flächenindizes (hkl) in konventioneller und (hkl)* in pseudokubischer Symbolisierung und den Achsenindizes ergeben sich nach BURRI (1962) wie folgt:

$h^* = h - k + 21$ $\qquad$ $a = [100] = [001]^*$

$k^* = h + k + 21$ $\qquad$ $b = [010] = [\bar{1}10]^*$

$l^* = -2h$ $\qquad$ $c = [001] = [111]^*$

Transformiert man nun die Lamellen auf das neue Achsenkreuz, so erkennt man, daß sie alle den 7 kubischen Kristallformen angehören, wobei 4 von 21 gefundenen Orientierungen auf die allgemeine Form entfallen. 85 % aller indizierten planaren Elemente liegen in Ebenen der vier wichtigsten pseudokubischen Flächenkomplexe, die im folgenden aufgeführt sind:

1. Pseudorhombendodekaeder {110}

(001) = (110)* $\qquad$ ($\bar{1}\bar{1}1$) = (101)*

(010) = ($\bar{1}$10) * $\qquad$ ($1\bar{1}0$)= ($\bar{1}$01)*

($\bar{1}$11) = (011)* $\qquad$ (110)= ($0\bar{1}1$)*

Sämtliche Flächen dieser Form sind vertreten. Die am häufigsten vorkommenden Lamellen nach (001) und (010) gehören zu dieser Form, die damit als die wichtigste für die Bildung von planaren Elementen angesehen werden kann. 60 % aller planaren Elemente entfallen auf das Pseudorhombendodekaeder.

2. Pseudodeltoidikositetraeder {211}

($\bar{1}\bar{1}2$) = (211)* $\qquad$ (100) = ($\bar{1}\bar{1}2$)*

(111) = ($\bar{1}\bar{2}1$)* $\qquad$ ($13\bar{1}$) = ($2\bar{1}1$)*

Nur 4 von 12 verschiedenen Flächen dieser Form sind durch planare Elemente mit insgesamt 15 % vertreten.

3. Pseudooktaeder {111}

($20\bar{3}$) = (111)*

Die restlichen drei Flächenformen dieses Komplexes treten nicht auf. 7 % der Lamellen entfallen auf diese Form.

4. Pseudohexaeder {1oo}

(o21) = (o1o)*
($\bar{2}$o1) = (oo1)*

Die dritte Ebene des Pseudohexaeders ist nicht realisiert. 3 % aller Lamellen entfallen auf diese Form.

Diese niedrig indizierten Flächen des konventionellen Systems lassen sich in ebenso einfachen Symbolen des neuen Systems ausdrücken. Ihre unsymmetrische Lage im triklinen Koordinatenkreuz stellt sich bei pseudokubischer Aufstellung als eine hochsymmetrische heraus, wie die Abbildung 48 zeigt, wobei die gesetzmäßige Verteilung der Flächenpole und ihre enge Beziehung zur pseudokubischen Symmetrie augenscheinlich hervortritt.

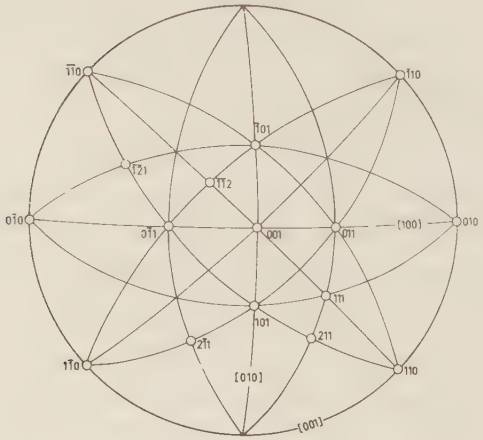


Abbildung 48:
Winkeltreue stereographische Projektion der wichtigsten planaren Elemente in pseudokubischer Aufstellung, pseudokubische Symbolisierung, s. Text.

Nach den bisherigen Beobachtungen (vgl. STOEFFLER, 1967 ; v. ENGELHARDT und BERTSCH, 1969) müssen die planaren Elemente in den diaplektischen

Kristallen auf plastische Gitterdeformationen unter den Bedingungen der Stoßwellenkompression zurückgeführt werden, wobei die Gleitrichtungen parallel zu solchen Richtungen liegen, in denen das Gitter am stärksten komprimiert werden kann. Im Feldspatgitter verlaufen parallel zur Richtung [1oo] Zickzackketten von (Si, Al)O$_4$ Tetraedern, die lateral unter sich durch gemeinsame Sauerstoffatome verbunden sind (Abb. 49). In dieser Richtung ist das Gitter am stärksten

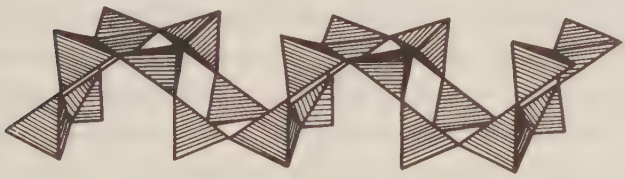


Abbildung 49: (Si, Al)O$_4$ Tetraederketten in Richtung [1oo] des Plagioklasgitters.

komprimierbar; die Ketten lassen sich wie eine "Ziehharmonika" zusammenschieben, ohne daß dabei Si-O-Si und Si-O-Al Bindungen aufgebrochen werden müssen. Nur ihre Bindungswinkel ändern sich. Von BRIDGMAN (1928) wurden folgende Kompressionskoeffizienten für die Richtungen parallel [1oo] , [o1o] und [oo1] gemessen:

[1oo]	[o1o]	[oo1]	
1, o1	o, 56	o, 47	10^{-6} cm^2/kg

Wenngleich die Kompression in der Stoßwellenbeanspruchung viel höhere Werte erreicht, können die Angaben von BRIDGMAN doch als vorläufiger Anhaltspunkt für die Anlage von planaren Elementen angesehen werden, die bevorzugt in diesen Zonen auftreten, und in ihrer Häufigkeitsabfolge gut mit den Kompressibilitätskoeffizienten in Beziehung gesetzt werden können. In der Zone [1oo] liegen etwa 55 % aller eingemessenen

Lamellen, in [o1o] 45 % und in [oo1] 27 %. (Da sich die Zonen in (oo1), (o1o) und (1oo) überschneiden, wurden die entsprechenden Pole für jede Zone mitgezählt).

Der Ordnungs-/Unordnungs-Zustand der Si/Al-Verteilung innerhalb des $(Si,Al)_4O_8$ -Gerüstes der Plagioklase beeinflußt mit Sicherheit das Gleitvermögen nach bestimmten Gitterrichtungen, und zwar derart, daß im ungeordneten Zustand eine plastische Verformung ohne Brechung starker Bindungen leichter vor sich gehen kann (vgl. LAVES, 1952). Bei der Messung der Euler-Winkel der Plagioklase von Mt. Babel (vgl. Tabelle 6,7,8) hat sich herausgestellt, daß planare Elemente erst dann auftreten, wenn die Labradorite bereits einen weitgehend ungeordneten Zustand (Plagioklas-D) erreicht haben. Sie werden gewissermaßen in der Stoßwellenbeanspruchung durch eine statistisch ungeordnete Si/Al-Verteilung für die Entstehung weiterer Deformationsstrukturen vorbereitet, die sich nach Ueberschreiten dieser Schwelle (hemmende Wirkung durch hohen Ordnungsgrad) leichter bilden können. Im Kapitel XI wird die Bildung der Deformationsstrukturen eingehender diskutiert.

VII. Die physikalischen Eigenschaften der diaplektischen Plagioklasphasen

Die Messungen der weiter unten eingehend besprochenen physikalischen Eigenschaften der stoßwellenbeanspruchten Plagioklasphasen vom normalen kristallinen Zustand über die diaplektischen Zustände bis zum Schmelzglas wurden an Einzelkörnern verschiedener Dichtefraktionen durchgeführt. Zu diesem Zweck wurden 8 ausgewählte Anorthosit-Proben vom Mt. Babel und 5 vom Mt. Briand aufbereitet und nach Abtrennung der akzessorischen Minerale mit dem Magnetschneider und mittels zentrifugaler Dichtetrennung in der 125-2ooμ-Fraktion untersucht. Die Plagioklaskörner wurden unter dem Binokular ausgelesen und in Immersionsflüssigkeit unter dem Polarisationsmikroskop nochmals auf ihre Reinheit geprüft. Es wurden für folgenden Untersuchungen nur solche Körner verwendet, die mikroskopisch

absolut frei von Verunreinigungen waren. Insgesamt wurden 329 Körner vermessen. Der Chemismus der untersuchten Plagioklasphasen schwankt zwischen An_{52} und An_{58} Mol.%. Im statistischen Mittel liegt er bei $An_{55}\pm$ 4 Mol.% und kann damit als annähernd konstant angesehen werden.

1. Meßmethoden

Die Ermittlung der Dichte erfolgte nach der Schwebemethode in Bromoform-Dimethylformamid-Mischungen mit Hilfe der Westphalschen Waage bei Zimmertemperatur (+ 22°C). Die reproduzierbare Meßgenauigkeit beträgt $\pm$ o,oo04 g/cm^3 . Die Lichtbrechung wurde nach der Immersionsmethode (Immersionsflüssigkeit : α -Monobromnaphtalin + Butyldiglykol) unter Beobachtung der Becke-Linie gemessen. Der Brechungsindex der Immersionsflüssigkeit konnte durch Temperaturvariation von + 15°C bis 28°C verändert werden und simultan mit einem gleichtemperierten Abbe-Refraktometer gemessen werden. Für alle Messungen wurde ein Interferenzlinienfilter (Na_D -Linie, 585nm) verwendet. Für die diaplektischen Gläser konnte somit eine Meßgenauigkeit von $\pm$ o,ooo2 erreicht werden.

Zur Bestimmung der Hauptbrechungsindizes der doppelbrechenden diaplektischen Labradoritphasen wurde in der Werkstatt des Mineralogischen Instituts ein sog. "Spindel-Tisch" angefertigt (Abb. 5o), der auf ein Zeiss-Forschungsmikroskop aufgesetzt werden kann. Die Apparatur wurde in Anlehnung an den erstmals von WILCOX (1959) beschriebenen "spindle stage" gebaut, jedoch durch eine Temperatur kontrollierte Wasserheizung (bzw.-kühlung) zur Variation des Brechungsindex der Immersionsflüssigkeit verbessert. Unter Beobachtung des Becke-Effektes und des Auslöschungsverhaltens bei gekreuzten Polarisatoren des Mikroskops erfolgte die Messung des Hauptbrechungsindizes, wie schon erwähnt, simultan mit einem gleichtemperierten Refraktometer. Das zu untersuchende Korn wird auf eine spitze Kappe, die auf die Spindel-Achse aufgesetzt werden kann, aufgeklebt und in der mit Immersionsflüssigkeit gefüllten Temperatur kontrollierten Kammer vermessen. Durch die zwei senkrecht aufeinander stehenden drehbaren Achsen (Spindel-Achse und Mikro-

skoptisch-Achse) können für jede beliebig vorgegebene Kristall orientierung (Indikatrix ist auf der Spindel-Achse fixiert) zwei Hauptschwingungsrichtungen in Parallelismus mit den Schwingungsrichtungen von Polarisator und Analysator gebracht und in die Ebene des Mikrosko ptisches gekippt werden. Durch sukzessive Drehung um die Spindel-Achse (Ausgangsstellung E-W) und anschließende Wiederherstellung der vollständigen Auslöschung durch Drehung um die Mikroskoptisch-Achse durchläuft man die Auslöschungsstellungen so lange, bis die optische Norma le und eine der Bisektrizen horizontal liegen und als Extremwerte der Lichtbrechung gemessen werden können. Den dritten noch fehlenden Hauptbrechungsindex $[n_\alpha]$ bzw. $[n_\gamma]$ bestimmt man analog, ausgehend von einer um 90° verschobenen Ausgangstellung der Spindel-Achse (Spindel-Achse N-S).

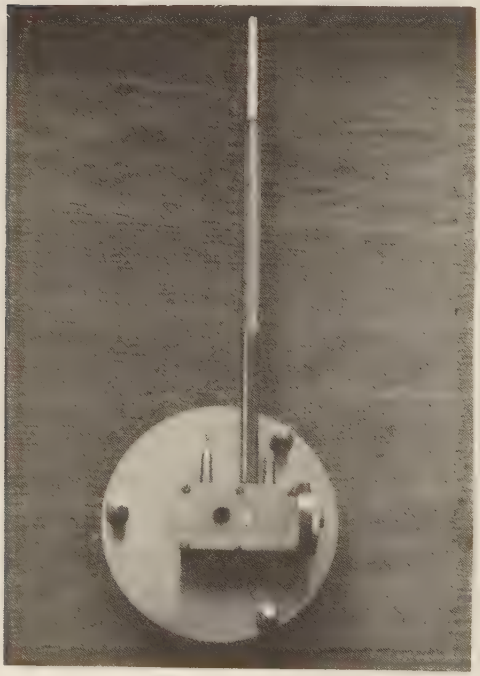


Abbildung 5o:
Spindel-Tisch

Zur genaueren Beschreibung dieser orthoskopischen Methode und der Arbeitsvorschrift siehe WILCOX (1959).

Die Meßgenauigkeit wird hauptsächlich durch die z.T. schwierige Erkennbarkeit der Hauptbrechungsindizes als Minimal-bzw. Maximal-Werte der Lichtbrechung unter Beobachtung des Becke-Effektes beeinträchtigt, besonders, wenn diese Extremwerte durch die Erniedrigung der Doppelbrechung sehr "flach" werden, d.h. nah beieinander liegen. Die Meßwerte konnten bei einer Fehlergrenze von $\pm$ 0,001 reproduziert werden.

Die Untersuchungen des Infrarotabsorptionsverhaltens der diaplektischen Labradoritphasen im Wellenlängenbereich von 2,5 bis 33,5 wurden mit einem Beckmann Infrarotspektralphotometer (Modell IR 1o) durchgeführt. Die Probensubstanz wurde nach der KBr-Methode präpariert, wobei im Durchstrahlungsbereich der gepreßten Tabletten die Konzentration des pulverisierten Probematerials 0,3 % bis 2 % betrug. Die Spektren wurden während der Registrierung gegen die Banden von Polystyrol bei 6,243 μ, 9,724 μ und 11,027 μ geeicht. Die exakte Schwerpunktsbestimmung der Wellenlängenlagen einzelner, meist breiter Absorptionsbanden ist dadurch möglich, daß durch einen Referenzstrahlabschwächer der Vergleichsstrahl des Spektralphotometers abgeschwächt wird, wodurch die Intensität und die Schärfe der Banden erhöht werden kann.

Zur röntgenographischen Untersuchung der gleichen Proben, an denen vorher Dichte, Lichtbrechung und Infrarotabsorption gemessen worden waren, mußten die in KBr eingebetteten Substanzen zurückgenommen werden, indem das wasserlösliche KBr fortgelöst wurde. Die geringe pulverisierte Substanzmenge (1 bis 2 mg) reichte für hochauflösende Guiner-Aufnahmen nicht aus, so daß mittels der Debye-Scherrer-Methode der strukturelle Zustand der Labradoritphasen untersucht wurde. Um eine möglichst hohe Intensität der Linienreflexe zu erreichen, wurde das Probenmaterial in dünnwandige Mark-Röhrchen (Durchmesser 0,3 mm) eingefüllt. Die Aufspaltung der Linienpaare $1\bar{3}1$ - 131 und $\overline{24}'$-$\bar{2}41$ konnte

mit einer Genauigkeit von $\pm$ 0,005° optisch ausgemessen werden.

2. Dichte, Lichtbrechung und Doppelbrechung

Die gemessenen Werte der Dichte, Lichtbrechung und Doppelbrechung aller diaplektischen Labradoritphasen sowie die Werte für normalen kristallinen Plagioklas und für das synthetisch hergestellte Schmelzglas der gleichen mittleren chemischen Zusammensetzung sind in Tabelle 12 aufgeführt. Die Abbildung 51 veranschaulicht den Zusammenhang

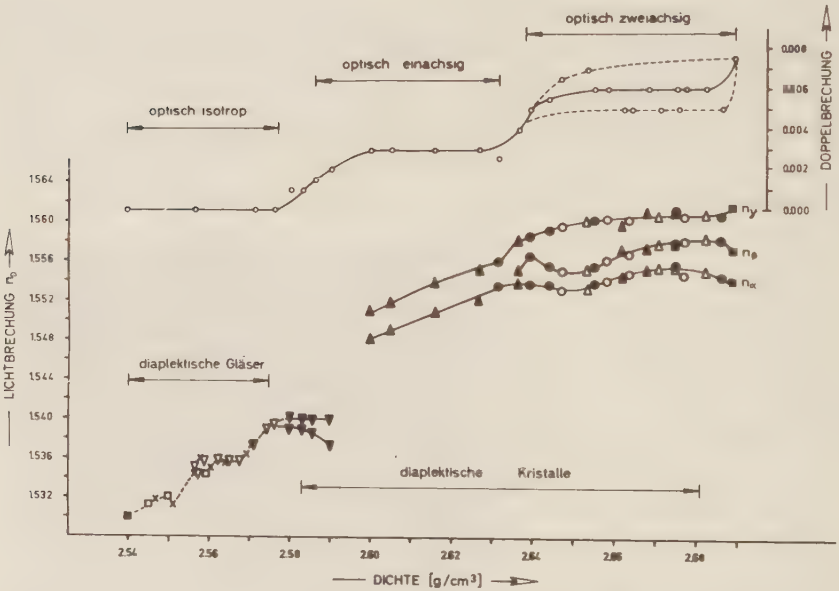


Abbildung 51: Abhängigkeit der Lichtbrechung und Doppelbrechung von der Dichte für diaplektische Gläser und diaplektische Kristalle, s. Text, ■ unbeanspruchter Labradorit (Nr. 4) bzw. Schmelzglas, ● Probe Nr. 51, △ Nr. 52, ○ Nr. 24, ▲ Nr. 22, ▼ Nr. 58, ▽ Nr. 20, X Nr. 11 u. 12, □ Nr. 39.

Tabelle 12:

Phasenzustand	Dichte	Lichtbrechung		maximale Doppelbrechung
Schmelzglas	2,541o	1,5318		
	2,5424	1,5321		
	2,5459	1,5335		
	2,5472	1,5338		
	2,55o2	1,5342		
	2,5512	1,533o		
	2,5565	1,5364		
	2,5567	1,5368		
diaplektische	2,558o	1,538o		
	2,5595	1,5364		
	2,56o5	1,537o		
	2,5624	1,538o		
Gläser	2,5642	1,5375		
	2,5649	1,5375		
	2,5684	1,5375		
	2,5694	1,5384		
	2,57o1	------		
	2,57o4	1,5394		
	2,5745	1,541o		
	2,576o	1,5415		
	2,579o	1,54oo		
	2,58oo	1,542	1,541	o,oo1
	2,581o	1,542	-----	o,oo ?
diaplektische	2,5829	1,542	1,541	o,oo1
Kristalle	2,5855	1,542	$1,54o_5$	$o,oo1_5$
(optisch ein-	2,59o2	1,542	1,54o	o,oo2
achsige Phase)	2,6oo2	1,553	1,55o	o,oo3

Phasenzustand	Dichte	Lichtbrechung			Maximale Doppelbrechu
	2,6o5o	1,554	1,551		o,oo3
	2,6185	1,556	1,553		o,oo3
	2,6268	1,557	1,554		o,oo3
	2,6316	1,558	$1,555_5$		$o,oo2_5$
diaplektische	2,6363	1,56o	1,557	1,556	o,oo4
Kristalle	2,6392	$1,56o_5$	$1,558_5$	1,556	$o,oo4_5$
(optisch zwei-	2,644o	1,561	$1,557_5$	1,556	o,oo5
achsige Phase)	2,6471	$1,561_5$	1,557	1,555	$o,oo6_5$
	2,6535	1,562	1,557	1,555	o,oo7
	2,6548	1,562	$1,557_5$	1,556	o,oo6
	2,6578	1,562	1,558	1,556	o,oo6
	2,6617	1,561	1,559	1,556	o,oo5
diaplektische	2,6636	1,562	$1,558_5$	1,557	o,oo5
Kristalle	2,6678	1,563	1,559	1,557	o,oo6
(optisch zwei-	2,67o7	1,562	1,56o	$1,557_5$	$o,oo4_5$
achsige Phase)	2,6748	1,563	1,56o	1,557	o,oo6
	2,6752	1,563	1,56o	1,558	o,oo5
	2,677o	1,562	1,56o	$1,556_5$	$o,oo5_5$
	2,682o	$1,562_5$	1,56o	1,557	$o,oo5_5$
	2,686o	1,562	1,56o	1,557	o,oo5
normaler Kristall	2,6885	1,5635	1,559	1,556	$o,oo7_5$

Tabelle 12: Werte der Dichte, Lichtbrechung und maximalen Doppelbrechung aller Labradoritphasen vom Schmelzglas bis zum normalen unbeanspruchten Kristall.

zwischen Dichte, Lichtbrechung und Doppelbrechung. Ganz allgemein kann man zunächst feststellen, daß sich mit abnehmender Dichte die Licht- und Doppelbrechung der diaplektischen Zustandsformen erniedrigen, wobei diese Erniedrigung stufenweise und diskontinuierlich verläuft. Im Dichteintervall von 2,688 bis 2,635 konnten an den entsprechenden Körnern drei Hauptbrechungsindizes mit dem Spindel-Tisch gemessen werden. Der maximale Brechungsindex n_γ nimmt nur allmählich ab, wogegen n_β und n_α in konformem Verlauf zunächst ansteigen, dann wieder abnahmen und sich unter allmählicher Annäherung bei der Dichte von 2,635 treffen. Dieser ungleichmäßige Verlauf der drei Hauptbrechungsindizes in Abhängigkeit von der Dichte bewirkt zunächst infolge der Erhöhung von n_α bei mehr oder weniger konstanten Betrag des optischen Vektors n_γ eine Abnahme der Doppelbrechung. Danach erhöht sich die Doppelbrechung wieder auf Grund einer relativ stärkeren Erniedrigung von n_α gegenüber n_γ . Im Bereich der Annäherung von n_β und n_α ($n_\beta \rightarrow n_\alpha$) bleibt n_α etwa konstant. Gleichzeitig wird durch die starke Abnahme n_γ die Doppelbrechung wiederum herabgesetzt, bis sie schließlich unterhalb der Dichte von 2,635 bei gleichförmiger Erniedrigung der nunmehr zwei Hauptbrechungsindizes (n_e und n_o) einen konstanten Wert bis zur Dichte von 2,600 annimmt.

Das Pendeln der maximalen Doppelbrechung im Bereich der optisch zweiachsigen diaplektischen Labradorite (drei Hauptbrechungsindizes) hat seine natürliche Ursache in der Variationsmöglichkeit der relativen Beträge der drei optischen Vektoren n_α , n_β , n_γ unter Erhaltung des allgemeinen Indikatrixellipsoids eines optisch positiven triklinen Kristalls. Die Schwankungsbreite der Doppelbrechung bei Aenderung des Betrags von n_α und annähernder Konstanz von n_γ im Bereich der optisch zweiachsigen diaplektischen Labradorite wird durch die beiden gestrichelten Linien in Abbildung 51 angegeben. Die Labradorite dieses Bereichs haben auf Grund von Dünnschliffuntersuchungen bereits eine weitgehend ungeordnete Si,Al-Verteilung (vgl. Tabelle 6 und 7) und gehören der Stufe einer "schwachen" bis "mittleren" Stoßwellenbeanspruchung an, die durch Bruchdeformation (Probe Nr. 52) und vereinzelt auftretende planare

Elemente (Probe Nr. 24) gekennzeichnet ist. Die Proben 51 und 22 (vgl. Tabelle 8) gehören bereits einer stärkeren Beanspruchungszone mit zahlreichen planaren Elementen an. Ihre Dichte- und Lichtbrechungswerte streuen über einen größeren Bereich, da sich der Deformationszustand einzelner Körner innerhalb kleinster Gesteinbereiche relativ stark unterscheiden kann. Eine klare Zuordnung der Schliffbeobachtungen und der hier betrachteten Dichte-Lichtbrechungsmessungen an Einzelkörnern ist daher nicht für alle Proben möglich.

Allgemein kann man jedoch sagen, daß bei Dichtewerten unterhalb von 2,635 g/cm^3 im Bereich der optisch einachsigen Labradorite die Häufigkeit und Besetzungsdichte der planaren Elemente zunimmt. Durch die orientierten Einlagerungen amorpher Lamellen in kristalliner Matrix entsteht eine Wechsellagerung von optisch dichteren und optisch dünneren (isotropen) Medien, die den Durchgang des Lichtes mit Sicherheit kompliziert beeinflussen. Bei einer unterschiedlichen Orientierung der Lamellensysteme zu einer fixen Beobachtungsrichtung (Schwingungsrichtung des Lichtes) werden verschiedene Brechungsindizes gemessen. Möglicherweise wird dadurch eine Einachsigkeit der als Phasengemische aufzufassenden diaplektischen Labradorite vorgetäuscht, und zwar im Bereich eines bestimmten Mischungsverhältnisses von amorpher und kristalliner Substanz unterhalb der Dichte von 2,653 g/cm^3. Die Tatsache, daß im Dichteintervall von 2,635 bis 2,600 g/cm^3 nur noch zwei Hauptbrechungsindizes gemessen werden konnten, kann ebenso auf eine starke Anäherung von n_β an n_α bzw. n_γ zurückzuführen sein, die mikroskopisch an den Körnerpräparaten nicht mehr aufgelöst werden kann.

Die Lichtbrechung nimmt in diesem Bereich bei konstant bleibender Doppelbrechung kontinuierlich ab, bis schließlich im Dichteintervall von 2,590 bis 2,600 g/cm^3 bei einem bestimmten Mischungsverhältnis von kristalliner und amorpher Substanz eine sprunghafte Aenderung der Lichtbrechung von $\bar{n}$ = 1,552 auf $\bar{n}$ = 1,543 zu beobachten ist. In diesem engen Bereich gehen die anisotropen diaplektischen Labradoritkristalle in den isotropen diaplektischen Glaszustand über. Formal kann man sagen, daß sich die Indikatrix vom allgemeinen Ellipsoid über

das rotationssymmetrische Ellipsoid zu einer Kugel entwickelt hat.

Während sich die Lichtbrechung vom normalen kristallinen Zustand bis zum Schmelzglas mehr oder weniger unregelmäßig mit einer deutlichen Diskontinuität zwischen isotropem und anisotropem Bereich erniedrigt, ändert sich die Doppelbrechung schrittweise in drei Stufen. Sie bleibt über größere Dichteintervalle, 2,686 - 2,635 , 2,627 - 2,600 und 2,579 - 2,542 konstant und kennzeichnet durch ihre Haltelinien bei den Werten o,oo6, o,oo3 und o,ooō ... die drei diaplektischen Zustandsformen der Labradorite. Die Uebergänge zwischen den verschiedenen Bereichen vollziehen sich in relativ engen Dichtebereichen.

Die Messungen im Bereich der diaplektischen Gläser wurden an Körnern verschiedener Dichtefraktionen aus 4 Proben durchgeführt. Nach mikroskopischen Befunden waren alle Körner bis auf die der Probe Nr. 58 vollständig isotrop. Die große Streuung der Dichte und Lichtbrechung ist wahrscheinlich auf lamellare Inhomogenitäten im diaplektischen Glaszustand selbst zurückzuführen, die durch elektronenmikroskopische Untersuchungen beobachtet werden konnten (vgl. Kapitel V, 5).

Ein Vergleich mit experimentell erzeugten Stoßwelleneffekten und den hier beobachteten diaplektischen Zustandsformen der Plagioklase wird in Kapitel X und XI gezogen.

3. Infrarotabsorption

Zur weiteren qualitativen Strukturaufklärung der diaplektischen Phasen wurden von 1o Proben mit gleicher mittlerer chemischer Zusammensetzung (An_{55} Mol.-%), an denen vorher Dichte und Lichtbrechung bestimmt worden waren, die Infrarotabsorptionsspektren aufgenommen, die im Wellenlängenbereich von 3oμ bis 7μ in der Abbildung 52 dargestellt sind. Spektrum A wurde an einem unbeanspruchten Labradorit (normale kristalline Phase) mit geordneter Verteilung der Si- und Al-Atome auf die Tetraederpositionen aufgenommen. Die Spektren B bis E stammen aus dem Bereich der optisch zweiachsigen diaplektischen Kristalle. G und H

entsprechen optisch einachsigen Zuständen, wobei das Spektrum H von einer Probe stammt, deren Dichte und Lichtbrechung bereits unterhalb der Diskontinuität liegen. Die mit I und J bezeichneten Absorptionsspektren wurden an völlig isotropen diaplektischen Gläsern aufgenommen. Spektrum K entspricht dem Schmelzglas, das aus der Probe A hergestellt wurde. Die Tabelle 13 enthält die genauen Meßwerte von Dichte, Lichtbrechung, Doppelbrechung und Wellenzahl der wichtigsten Absorptionsbanden aller Spektren.

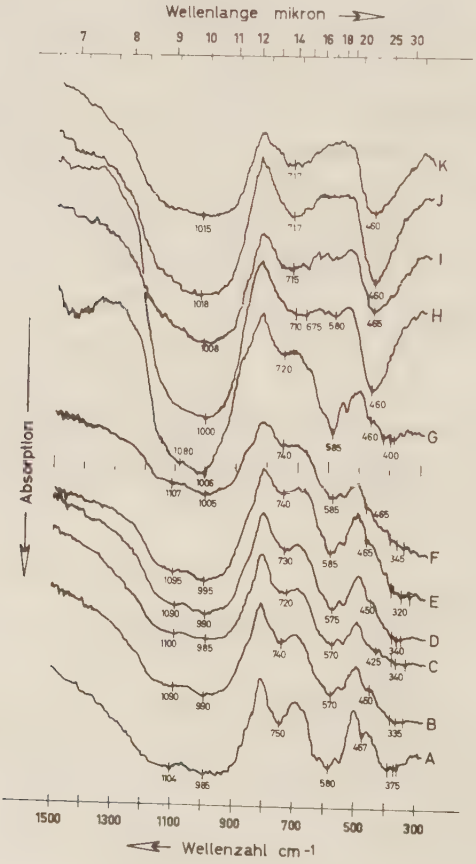


Abbildung 52: Infrarotabsorptionssprektren für kristallinen Labradorit (A), diaplektische Labradoritkristalle (B-H) und diaplektisches Labradoritglas (I u. J) sowie das aus A hergestellte Schmelzglas, s. Text u. vgl. Tabelle 13.

Bei Aenderung des strukturellen Zustandes vom kristallinen Labradorit-O (A) bis zum Schmelzglas (K) beobachtet man zunächst einen Intensitätsabfall der Banden (A bis F), verbunden mit einem sukzessiven Verschwinden der individuellen Absorption (A bis H). Dies ist nach Untersuchungen von LAVES und HAFNER (1956) und HAFNER und LAVES (1957) auf eine hohe Si,Al-Unordnung der Plagioklase zurückzuführen. Ferner ist eine deutliche Verschiebung der Absorptionslagen für die Si-O-Si Biegeschwingung von 375 cm^{-1} nach 4oo cm^{-1} und für die Si-Si bzw. Si-O Streckschwingung von 75o cm^{-1} nach 72o cm^{-1} bzw. von 985 cm^{-1} nach 1oo6 cm^{-1} und 11o4 cm^{-1} nach 1o8o cm^{-1} im Bereich der anisotropen Phasen A-G zu beobachten. (Die guten Absorptionsintensitäten des Spektrums G sind durch den Zufall zustande gekommen, daß die KBr-Mikrotablette bei der Präparation zerbrach und die zwei Teile übereinandergelegt in den Strahlengang des Spektrometers gebracht wurden. Deshalb sind die Intensitätsverhältnisse nicht mit den übrigen Spektren zu vergleichen).

Zwischen den Spektren G und H liegt die oben beschriebene Diskontinuität in der Dichte-Lichtbrechungsabhängigkeit (vgl. Abbildung 51), die auch in den Absorptionsspektren der entsprechenden Proben klar zum Vorschein kommt. Zwischen G und H verschwinden plötzlich 4 Hauptabsorptionsbanden, wie aus Tabelle 13 besonders deutlich zu ersehen ist. Hier liegt der sprunghaft verlaufende Uebergang vom kristallinen Zustand in den Glaszustand. Die verbliebenen Banden der isotropen Phasen sind in ihrer Lage gegenüber den Zwischenzuständen und dem Ausgangszustand des normalen Kristalls noch weiter verschoben. Die reinen diaplektischen Gläser unterscheiden sich in ihren Infrarotspektren I und J jedoch so gut wie gar nicht vom geschmolzenen Glaszustand K, und zwar weder in der Intensität noch in der Lage der Absorptionsbanden, wie dies von BUNCH et al. (1967) im Gegensatz zu den hier gemachten Beobachtungen mitgeteilt wurde. Dass aber dennoch Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften der diaplektischen Gläser und Schmelzgläser gleicher Zusammensetzung bestehen, haben die Messungen der

Probe	Dichte	Lichtbrechung n_{max}	$\bar{n}$	n_{min}	$n_{max} - n_{min}$	Hauptabsorptionsbanden in Wellenzahl cm^{-1}	$2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}31}$
A	2,6885	$1,567_5$	1,559	1,556	$o,oo5_5$	375 467 542 58o 623 75o 985 11o4	1,81
B	2,6752	1,563	1,56o	1,558	o,oo5	335 45o 54o 57o --- 74o 99o 1o9o	1,93
C	2,6636	1,562	$1,558_5$	1,557	o,oo5	34o ?425 538 57o --- ?72o 985 11oo	1,95
D	2,6548	1,562	$1,557_5$	1,556	o,oo6	34o 45o 538 575 --- 73o 99o 1o9o	2,1o
E	2,644o	1,561	$1,557_5$	1,556	o,oo5	32o 465 538 585 --- 74o 995 1o95	2,o5
F	2,6316	1,558		$1,555_5$	$o,oo2_5$	?345 465 54o 585 --- 74o 1oo5 11o7	2,15
G	2,6o5o	1,554		1,551	o,oo3	4oo 46o 54o 585 --- 72o 1oo6 1o8o	----
H	2,59o2	1,542		1,54o	o,oo2	46o --- --- --- --- ?71o 1ooo ---	---
I	2,581o	1,542o			o,ooō	465 --- --- --- --- 715 1oo8 ---	---
J	2,5512	1,533o			o,ooō	46o --- --- --- --- 717 1o18 ---	---
K	2,541o	1,5318			o,ooō	46o --- --- --- --- 717 1o15 ---	---

Tabelle 13: Dichte, Lichtbrechung, Doppelbrechung, Wellenzahl der Infrarotabsorptions-Spektren und Linie

Dichte und Lichtbrechung gezeigt (vgl. Kapitel VII, 2). Sie müssen auf geringe Strukturunterschiede der Gläser zurückzuführen sein, die durch die Infrarotabsorption offenbar nicht mehr aufgelöst werden können. Hierauf wird im Abschnitt 4 dieses Kapitels näher eingegangen.

Das dem optisch einachsigen Zustand der Labradoritkristalle entsprechende Absorptionsspektrum G charakterisiert bezüglich der Lage der Banden eine dem Glaszustand am weitesten angenäherte, aber noch ferngeordnete Struktur unter Erhaltung der Anisotropie und Kristallinität. Die entsprechenden Werte für Dichte, Licht- und Doppelbrechung liegen etwa in der Mitte zwischen solchen der normalen kristallinen und glasigen Labradoritphasen. Ob tatsächlich eine strukturell homogene Phase vorliegt, die möglicherweise durch eine displazive Transformation der Gitterbausteine in den höher symmetrischen und ungeordneten Zustand einer optisch einachsigen Phase übergegangen ist, oder ob sich die Zwischenstellung aus lamellaren bzw. diffus verteilten Inhomogenitäten ergibt, die aus kristallinen und glasigen Domänen bestehen, konnte mit Hilfe der Infrarotspektroskopie nicht eindeutig entschieden werden. Auf Grund der mikroskopischen Dünnschliffbeobachtung scheint letzteres wahrscheinlicher zu sein. Zur genaueren Klärung dieses Problems wurden röntgenographische Untersuchungen angeschlossen.

4. Röntgenographische Analyse

Infolge der geringen Substanzmenge wurden die Proben, an denen vorher Dichte, Lichtbrechung und Infrarotabsorption gemessen worden waren, nach der Debey-Scherrer Methode röntgenographisch analysiert. Dabei ergab sich für alle anisotropen diaplektischen Labradorite keine merkbare Abweichung der Linienreflexe von den normalen d-Werten der unbeanspruchten Probe A.

Bezüglich der Aufspaltung der Linienpaare $1\bar{3}1$ -131 und $\overline{24}1$ -$\bar{2}41$ konnte in der Reihe A bis F (vgl. Tabelle 13) mit abnehmender Dichte, Lichtbrechung, Doppelbrechung und Intensität der Infrarotabsorption eine zunehmende Differenz der entsprechenden 2θ-Werte festgestellt werden.

Die Winkeldifferenzen $2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}31}$ sind in das von BAMBAUER (1967) für die Beziehung zwischen Ordnungsgrad und Chemismus der Plagioklase aufgestellte Diagramm eingezeichnet (Abb. 53) Im folgenden sind die Werte für die einzelnen Proben genau angegeben: A = 1,81, B = 1,93, C = 1,95, D = 2,1o, E = 2,o5, F = 2,15, (vgl. Tabelle 13 bezüglich der physikalischen Eigenschaften). Es ist deutlich zu ersehen, daß die diaplektischen Labradoritkristalle eine ungeordnete Si,Al-Verteilung haben und näher an der Kurve für Plagioklas-Hoch (d.h. Plagioklas-D) als der für Plagioklas-Tief (d.h. Plagioklas-O) liegen. Dieses Ergebnis stimmt mit den Messungen der Euler-Winkel (vgl. Kapitel IV) und der Infrarotabsorption (vgl. Kapitel VII,3) überein.

Die Röntgendiagramme aller anisotropen Labradoritphasen zeigen wie oben erwähnt keine merkbare Abweichung der Reflexe gegenüber dem Vergleichsdiagramm der unbeanspruchten Labradoritprobe. Die Werte der Gitterkonstanten schwanken innerhalb der für Plagioklase mit An_{5o} und An_{6o} Mol-% angegebenen Parameter. Daher muß gefolgert werden, daß die Plagioklase mit niedriger Dichte und Lichtbrechung keine homogenen neuen Phasen sind, sondern daß heterogene Körner vorliegen, die als Mischungen aus normalem kristallinem Plagioklas und einer amorphen Phase aufzufassen sind, wie dies auch von v. ENGELHARDT und BERTSCH (1969) am Quarz beobachtet wurde. Die Dichten und Lichtbrechungswerte sowie die Lage der Infrarotabsorptionsbanden der diaplektischen Plagioklase sind Mittelwerte, die sich aus dem Gehalt der amorphen diaplektischen Phase mit niedrigster Dichte und Lichtbrechung in kristalliner Matrix mit maximaler Dichte, Licht- und Doppelbrechung ergeben. Der optisch einachsige Zustand nimmt dabei eine Mittelstellung ein. Er besteht etwa zu gleichen Teilen aus reinem diaplektischem Glas und normalem kristallinem Labradorit. Röntgenographisch konnte nur noch der stärkste Reflex (oo2) bei d = 3,182 Å beobachtet werden. Es ist anzunehmen, daß durch den Lamellenaufbau der heterogenen Körner eine Einachsigkeit vorgetäuscht wird (vgl. Kapitel VII,2).
Die beobachteten Veränderungen der Indikatrix stellen ein Scheinphänomen dar, das durch den komplizierten Durchgang des Lichtes durch die unterschiedlich orientierten Lamellensysteme in den Plagio-

klaskörnern zustande kommen kann. Zur genaueren Klärung dieses Problems müßten eingehende theoretische Ueberlegungen angestellt werden, die über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen.

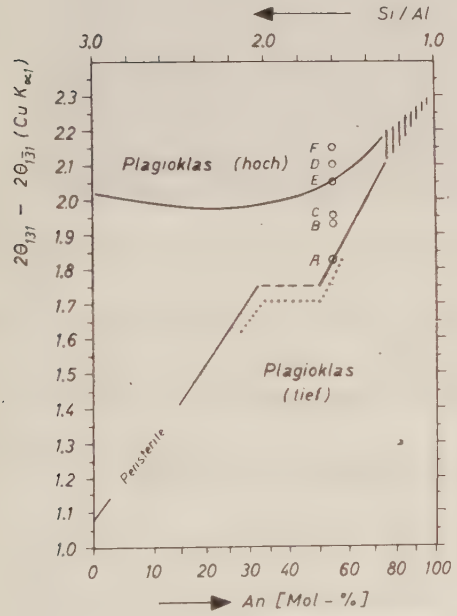


Abbildung 53:
Ordnungsgrad der Proben A bis F auf Grund der Aufspaltung des Linienpaares 131-$\bar{1}31$ im Diagramm nach BAMBAUER (1967), A= unbeanspruchter Labradorit, B-F = diaplektische Labradorite, s. Text und vgl. Tabelle 13 bezüglich der physikalischen Eigenschaften.

Diese Beobachtungen stimmen mit den Dünnschliffuntersuchungen überein, wonach die Häufigkeit der planaren Elemente mit abnehmender Doppelbrechung zunimmt und damit auch der Glasgehalt, aus dem die in kristalliner Matrix eingebetteten Lamellen bestehen, größer wird. Schließlich kehrt sich der Vorgang um, so daß in glasigerMatrix kristalline Restlamellen vorliegen. Bei einem bestimmten Mischungsverhältnis ändern sich dann die optischen Eigenschaften sprunghaft mit der Dichte und kennzeichnen den Uebergang vom anisotropen Zustand in den diaplektischen Glasbereich. Ebenso muß man annehmen, daß in der Stoßwellenbeanspruchung die Phasenumwandlung vom kristallinen Zustand in diaplektisches Glas nach Ueberschreiten einer kritischen Schwelle plötzlich und

sprunghaft erfolgt. Dies muß sich in der Abhängigkeit strukturempfindlicher physikalischer Eigenschaften durch eine Unstetigkeit äußern.

Die diaplektischen Gläser sind sämtlich röntgenamorph und zeigen einen diffusen Beugungssaum um den Primärstrahlfleck. Daß dennoch strukturelle Unterschiede zwischen dem Schmelzglas und diaplektischen Glas bestehen müssen, konnte durch Temperversuche an beiden Gläsern demonstriert werden. Das dem Infrarotspektrum J entsprechende diaplektische Glas wurde 2 Stunden auf 9oo°C erhitzt und dann allmählich abgekühlt. Im Gegensatz zum ebenso behandelten Schmelzglas, das von der gleichen Probe hergestellt wurde, wandelt sich diaplektisches Glas in die kristalline Phase zurück. Das Schmelzglas rekristallisiert erst bei längerem Erhitzen auf 12oo°C. Demnach hat diaplektisches Glas eine höhere Nahordnung als das Schmelzglas. Beim Tempern wird die Plagioklasstruktur leichter wiederhergestellt als beim Schmelzglas, da die Relaxationszeit von Spannungsdeformationen zwischen den nahgeordneten Bereichen kürzer ist.

VIII. Deformationsstrukturen in akzessorischen Mineralen

Akzessorisch treten im Anorthosit von Mt. Babel Granat, Augit, Hornblende, Skapolith, Titanit, Biotit, Apatit und Calcit auf. An Skapolith, Pyroxen, Hornblende, Apatit und Granat konnten einige Anzeichen für Stoßwellenbeanspruchung beobachtet werden, die i m folgenden beschrieben werden.

1. Skapolith

Der Skapolith hat infolge seiner chemischen Variabilität eine stark schwankende Lichtbrechung. Im vorliegenden Fall haben die unbeanspruchten primär vorkommenden Körner einen mittleren Brechungsindex von etwa $\bar{n}$ = 1,57. Die maximale Doppelbrechung liegt bei etwa o,o3 und ist deutlich höher als die des Labradorits. Im Skapolith wurden feine, etwa 2μ - 3μ breite planare Elemente erniedrigter oder fehlender Doppelbrechung beobachtet, die meist in einem, selten in zwei oder drei Systemen vorkommen (Abbildung 54). Meist setzen die planaren Elemente an Korngrenzen an und keilen innerhalb des Korns aus. Seltener durchlaufen

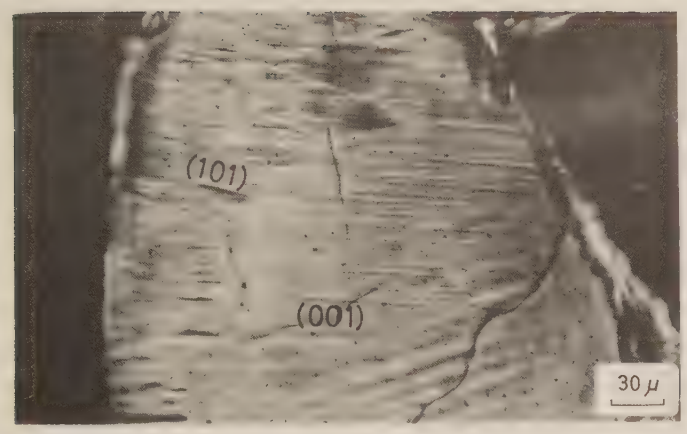


Abbildung 54: Planare Elemente nach (oo1) und (1o1) im Skapolith.

sie den ganzen Kristall. Einige Skapolithe haben eine erniedrigte Doppelbrechung. Beginnende fleckenhafte Isotropisierungserscheinungen bzw. Bereiche mit fast fehlender Doppelbrechung wurden ebenfalls beobachtet. Die Deformationserscheinungen sind den im Quarz und Feldspat beobachteten Strukturen sehr ähnlich. Auffallend und bemerkenswert ist, daß die planaren Elemente im Skapolith erst dann auftreten, wenn die Plagioklase schon vollständig in diaplektisches Glas umgewandelt sind. Infolge der hohen Lichtbrechungsunterschiede zwischen dem isotropisierten Labradorit und dem Skapolith ist er nicht zu übersehen. Die Skapolithe sind als gute Indikatoren für Stoßwellendrucke oberhalb 3oo kbar geeignet, bei denen nach DE CARLI et al. (1967) die Plagioklase keine Doppelbrechung mehr zeigen. Die Tatsache, daß Skapolith erst im Druckbereich von schätzungsweise 3oo bis 4oo kbar Deformationsstrukturen aufweist, kann mit der Struktur zusammenhängen, die zwar der des Feldspats sehr ähnlich ist, sich aber durch CO_2 bzw. Cl Anionen-Positionen unterscheidet, die in den Kanälen des "Feldspat-Gerüstes" sitzen. Dadurch scheinen die Skapolithe gegenüber Stoßwellendrucken stabiler zu sein, d.h. weniger komprimierbar zu sein als die Feldspäte, deren Struktur durch freie Hohlräume gekennzeichnet ist.

Da die Skapolithe mit nur etwa 1-2 Kornprozenten im Anorthosit vom Mt. Babel vorkommen, konnten maximal 44 Körner mit planaren Elementen gefunden werden, deren Orientierung mit dem Universaldrehtisch eingemessen wurde. Tabelle 14 enthält mit abnehmender Häufigkeits-

Flächenform {hkl}	Anzahl der planaren Elemente
{1oo} {11o}	28
{oo1}	11
{112}	6
{1o1}	4
{1o3}	4
{311}	4
{111}	3
{1o2}	2
{5o1}	2

Tabelle 14: Häufigkeitsabfolge aller eingemessenen planaren Elemente im Skapolith. Absolute Zahlenangabe für die jeweils beobachteten Systeme mit entsprechender Orientierung.

zahl (absolute Anzahl der beobachteten Systeme mit entsprechender Orientierung) die gefundenen kristallographischen Orientierungen der planaren Elemente im Skapolith. Die Skapolithe sind als Tektosilikate mit einer aufgelockerten Struktur offenbar ebenso wie der Quarz und die Feldspäte hoch komprimierbare Minerale, die unter den Bedingungen der Stoßwellendeformation charakteristische Deformationsstrukturen aufweisen, die nur unter extremen Druckbeanspruchungen gebildet werden können.

2. Pyroxen, Hornblende, Apatit und Granat

Die vereinzelt vorkommenden Pyroxene und Hornblenden sind im allgemeinen ohne typische Anzeichen für eine Stoßwellenbeanspruchung erhalten geblieben, während die Plagioklase schon vollständig isotropisiert sind. In ganz wenigen Pyroxenen wurden undulös auslöschende Deformationsbänder und Knickbänder beobachtet. Die Hornblenden zeigen untergeordnet schwach entwickelte, engscharige planare Elemente erniedrigter oder fehlender Doppelbrechung nach der Spaltbarkeit (11o). Parallele Entmischungslamellen nach der gleichen Richtung kommen gelegentlich vor. Die Pyroxene und Hornblenden sind teilweise stark oxidiert, wobei das opake Oxidationsprodukt vermutlich aus Magnetit besteht. Die beobachteten Deformationsstrukturen dieser Minerale sind sehr spärlich ausgebildet, so daß sie nicht als gute Indikatoren für hohe dynamische Drucke geeignet sind.

Apatite mit bläulicher bis oranger Verfärbung konnten in einigen Dünnschliffen bestimmt werden. Sie enthalten schwach ausgebildete planare Elemente, die im stumpfen Winkel zur geraden Auslöschung (vermutlich nach dem Rhomboeder $\{1o\bar{1}1\}$) orientiert sind. Die parallelen Lamellen sind sehr fein und in engem Abstand voneinander ausgebildet (Abbildung 55). Im parallelen Licht erscheinen sie als dunkle Linien, die vielleicht aus submikroskopischen Einlagerungen bestehen. Ob es sich dabei um niedriger oder höher lichtbrechendes Material handelt, konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die Apatite zeigen keine tektonische Zerbrechung nach der Basis.

Die Granate kommen am häufigsten von allen akzessorischen Mineralen im Anorthosit vor. Bei starker Stoßwellenbeanspruchung zerbrechen die idiomorphen Kristalle sowohl unregelmäßig als auch nach ebenen Bruchflächen (Abbildung 56), die parallel zum isometrischen Umriss der Kristalle verlaufen, d.h. nach dem Deltoid-Ikositetraeder $\{211\}$ und Rhombendodekaeder $\{11o\}$ orientiert sind, von denen die Kristalle begrenzt sind (vgl. PABST, 1943). Gleichzeitig mit der Bruchbildung zersetzen sich die Granate unter Bildung eines opaken bis rötlich durch-

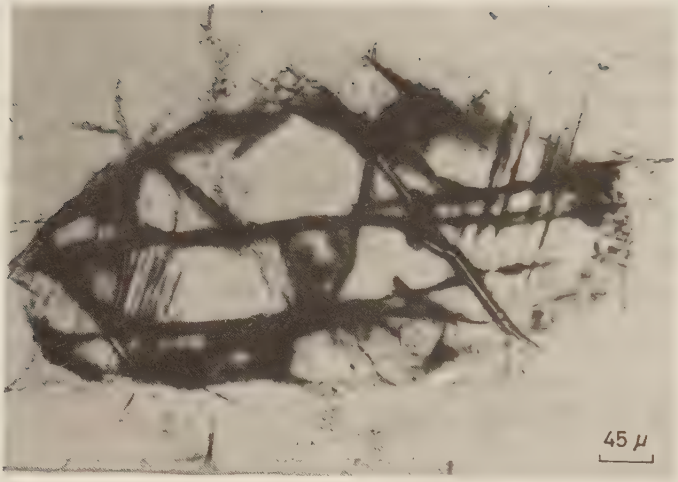


Abbildung 55: Apatit mit planaren Elementen, parallele Nicols, s. Text.

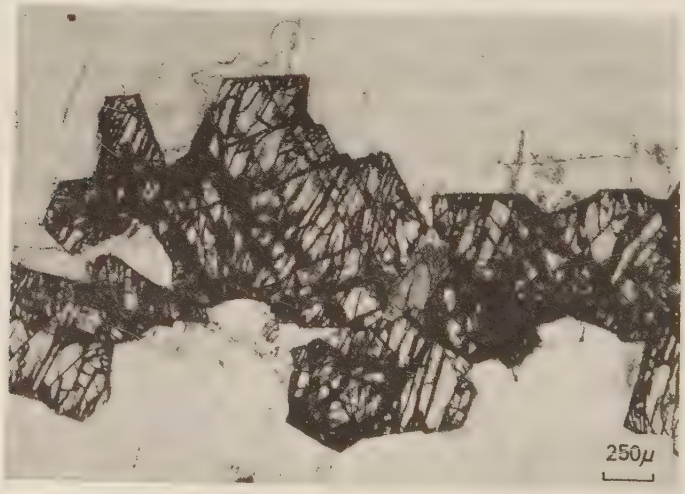


Abbildung 56: Granate mit ebenen Brüchen und opakem Zersetzungsprodukt, parallele Nicols, s. Text.

scheinenden Oxidationsproduktes (Fe, Mn-Oxid), das auf den Bruchflächen angereichert ist. Die noch durchscheinenden Kristallbereiche haben stellenweise eine geringe anomale Doppelbrechung (Anisotropisierung). Röntgenographisch zeigen die stoßwellenbeanspruchten Granate keinerlei Veränderungen.

IX. Sekundäre Umwandlung der stoßwellenbeanspruchten Plagioklase

Im Gegensatz zu den frischen Plagioklasen des unbeanspruchten Anorthosits vom Mt. Briand sind die stoßwellendeformierten Plagioklase vom Mt. Babel durch sekundäre Einwirkungen sehr stark umgewandelt. Die Umwandlungsreaktionen unter Neubildungen von Mineralgemengen werden durch den Phasenzustand der mechanisch deformierten Labradorite katalytisch begünstigt.

Die beginnende Umwandlung führt zu einer wolkigen Trübung der diaplektischen Plagioklasphasen durch feinverteilte Neubildungen mit oftmals charakteristischen Reliktgefügen. In Abbildung 57 sind beispielsweise die planaren Elemente eines diaplektischen Labradorits durch konzentrierte Mineralneubildung " dekoriert". Die Umwandlungsreaktionen setzen bevorzugt in den lamellaren Bereichen erniedrigter oder fehlender Doppelbrechung ein.

Als wichtigste sekundäre Neubildung tritt Analcim auf, der röntgenographisch und mikroskopisch eindeutig identifiziert werden konnte. Er verursacht die eigenartige rosa Färbung des Anorthosits vom Mt. Babel, obwohl Analcim im Dünnschliff farblos erscheint. Er tritt in faseriger Verteilung intergranular zwischen einzelnen Körnern und als fleckiger Ueberzug in unregelmäßiger lappiger Ausbildung auf den Plagioklasen auf (Abbildung 58). Der Analcim ist isotrop aber hat oftmals schwach anomal doppelbrechende Felder. Seine Lichtbrechung ist deutlich niedriger als die des diaplektischen Labradoritglases. Die Analcimbildung ist auf den von der Stoßwellenmetamorphose betroffenen Anorthosit beschränkt.

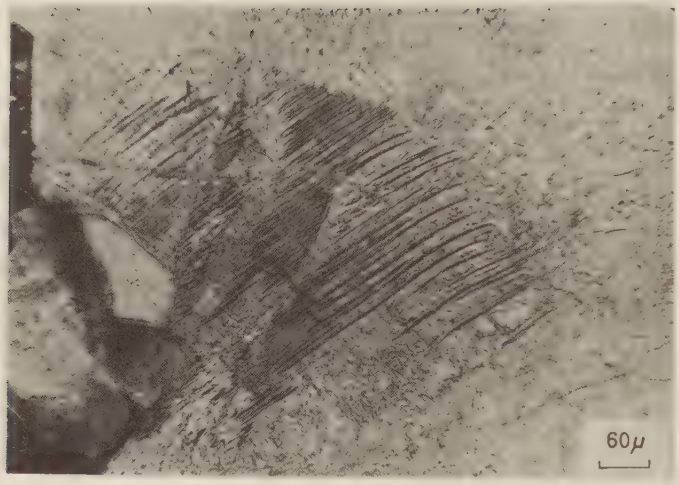


Abbildung 57: Feinverteilte Mineralneubildung bevorzugt entlang von planaren Elementen im stoßwellendeformierten Plagioklas, parallele Polarisatoren.

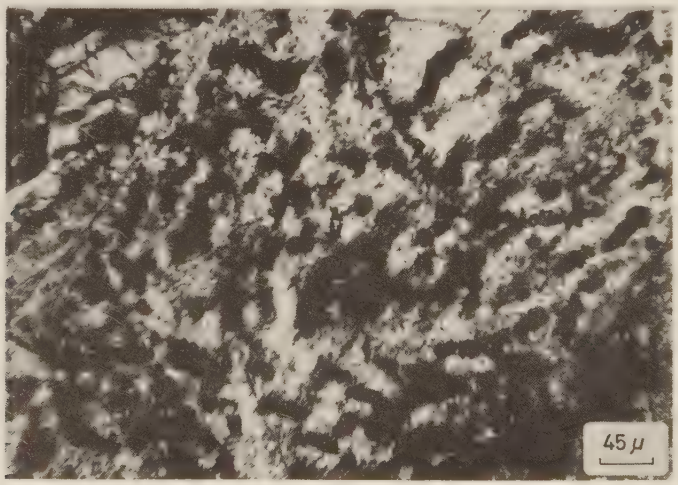


Abbildung 58: Analcimbildung in fleckiger Verteilung (schwarze Flecken auf Plagioklas, gekreuzte Polarisatoren.

Als weitere sekundäre Mineralneubildung tritt Calcit auf, der den überschüssigen Ca-Gehalt der als Edukt in Frage kommenden Plagioklase enthält. Calcit ist ebenfalls intergranular und als feinschuppiger Ueberzug immer in Gemeinschaft mit Analcim zu beobachten. Auch strahlige Aggregate kommen vor.

Auf Klüften, feinen Brüchen und Rissen haben sich feinstrahlige Faserzeolithe im Zuge hydrothermaler Einflüsse nach der Stoßwellenmetamorphose gebildet.

Sekundäre Skapolithbildungen wurden ebenfalls auf Bruchzonen und stellenweise als Füllung breiter planarer Lamellen beobachtet. Sie sind nicht zu verwechseln mit den primären Skapolithen, die vor der Stoßwellenbeanspruchung gebildet worden sind und planare Elemente aufweisen (vgl. Kapitel III und VIII, 1).

X. Vergleich mit experimentell erzeugten Stoßwelleneffekten im Plagioklas (Rückgewinnungsexperimente)

Um die beobachteten bleibenden Veränderungen, die die Plagioklase in der Stoßwellenkompression erfahren , in verschiedene durch Druckangaben gekennzeichnete Beanspruchungsstufen der Stoßwellenmetamorphose einteilen zu können, bedarf es experimenteller Untersuchungen über die Wirkung von Stoßwellen auf Plagioklase bei definierten Drucken. Nach heutiger Kenntnis können die in den vorstehenden Kapiteln beschriebenen Deformations- und Umwandlungserscheinungen der Plagioklase nur durch hohe dynamische Druckbeanspruchung(Stoßwellen mit hoher Energie) verursacht worden sein. Stoßwellenexperimente an Plagioklasen bzw. Plagioklasgesteinen (Anorthosit) wurden von MILTON and DE CARLI (1963); AHRENS and GREGSON (1964); AHRENS and ROSENBERG (1966); DE CARLI et al. (1967); MÜLLER und HORNEMANN (1967), AHRENS et al (1968 a); (1968 b); durchgeführt.

Zum Verständnis der weiter unten diskutierten Hugoniot-Kurven soll im folgenden kurz auf das Verhalten von Gesteinen gegenüber Stoßwellen und ihre Wirkungsweise eingegangen werden.

Bei sehr hoher dynamischer und momentaner Druckbelastung eines Festkörpers treten in Abweichung vom Hookeschen Gesetz sich im Material fortpflanzende Spannungsimpulse auf, die einen diskontinuierlichen Anstieg bis zu einem maximalen Druck aufweisen. Es entsteht unter Abnahme der Kompressibilität des Festkörpers und damit steigender Geschwindigkeit der Kompressionswelle bei zunehmendem Druck eine Stoßwelle, die in ihrer Front den Maximaldruck erreicht. Die Stoßwellenfront stellt eine unendlich steile Dichte-, Druck- und Energiediskontinuität dar, die das Material nach ihrem Durchlauf von dem vor der Wellenfront herrschenden Ausgangszustand ρ_o, p_o, u_o, e_o in den Zustand ρ_1, p_1, u_1, e_1 bringt, wobei die Zustandsgrößen ρ_i, p_i, u_i, e_i die Dichte, Spannung, Partikelgeschwindigkeit und spezifische Energie des Festkörpers beschreiben, die durch die sog. Rankine-Hugoniot-Erhaltungssätze miteinander verknüpft sind. Die allgemein gebräuchliche Hugoniot-Zustandsgleichung lautet:

$$e_1 - e_o = (p_1 + p_o)(V_o - V_1)/2$$

wobei das Volumen gegeben ist durch $V = 1/\rho$. Die Gleichung kann, falls die Zustandsgleichung des Mediums bekannt ist, in einem Druck-Volumen-Schaubild als sog. Hugoniot-Kurve dargestellt werden. Da Druck und Volumen bei den dynamischen Stoßwellenexperimenten nicht direkt meßbar sind, erfolgt ihre Berechnung im allgemeinen über die Messung von Stoßwellengeschwindigkeit und Partikelgeschwindigkeit. In Abbildung 59 ist der allgemeine Verlauf der Hugoniot-Kurve eines Festkörpers dargestellt. Die Strecke AB präsentiert den elastischen Bereich der Hugonoit-Kurve. B ist die elastische Grenze der dynamischen Druckbeanspruchung, die das Maximum einer normalen Beanspruchung (eindimensionale adiabatische Kompression) darstellt, der das Material ohne innere Umordnung im festen Zustand widerstehen kann. Oberhalb dieser Grenze liegt der Deformations- und Umwandlungsbereich, in dem das Material plastisch

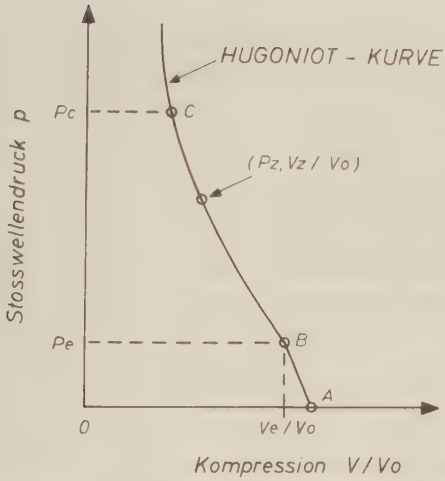


Abbildung 59:
Allgemeiner Verlauf einer Hugoniot-Kurve, s. Text.

verformt wird und Phasenumwandlungen auftreten können. Die Drucke, die erforderlich sind, um die elastische Streckgrenze zu überschreiten, liegen für Plagioklase in der Größenordnung von 5o bis 7o kbar. Zustände, die auf der Hugoniot-Kurve zwischen B und C liegen, z.B. der Zustand ($p_z, V_z/V_o$), werden durch einen doppelten Prozess realisiert, indem die Stoßwelle in zwei Wellenfronten aufspaltet. Das Material wird durch eine elastische Stoßwelle der Amplitude p_e zunächst zum Punkt B gebracht. Der elastischen Welle folgt eine zweite plastische und deformierende Wellenfront, die das Material vom Zustand ($p_e, V_e/V_o$) nach ($p_z, V_z/V_o$) bringt. Für Drucke, die gleich oder größer als p_c sind, bildet sich nur eine einzige verformende Wellenfront aus. Bei Phasenumwandlungen, die durch Knickpunkte im Verlauf der Hugoniot-Kurve angezeigt werden, kann zusätzlich die sog. plastische Transformationswelle auftreten, so daß mit einer mehrphasigen Druckbeanspruchung eines

Festkörpers in der Stoßwellenkompression zu rechnen ist, wie dies beim Plagioklas der Fall ist.

Untersuchungen über experimentell erzeugte Stoßwelleneffekte in Labradoriten (Rückgewinnungsexperimente) wurden von DE CARLI et al. (1967) und MUELLER und HORNEMANN (1967) durchgeführt. MUELLER und HORNEMANN benutzten als Ausgangsmaterial für ihre Experimente die gleichen unbeanspruchten Anorthositproben vom Mt. Briand (2o km nordwestlich außerhalb der Manicouagan Struktur), die in der vorliegenden Arbeit zum Vergleich mit dem genetisch identischen, aber stoßwellenbeanspruchten Anorthosit vom Mt. Babel untersucht wurden. Somit ist eine optimale Gegenüberstellung von natürlichen und experimentell erzeugten Stoßwelleneffekten am gleichen Untersuchungsmaterial möglich.

Bei Drucken oberhalb 28o kbar bilden sich nach MUELLER und HORNEMANN im Labradorit Flecken herabgesetzter oder fehlender Doppelbrechung mit planaren Elementen, während ab 3oo kbar diaplektisches Glas entsteht. Bei 33o kbar ist der Labradorit bereits völlig isotropisiert. In einem Experiment bei einem Druck von 54o kbar entstand infolge der hohen Resttemperatur ein normales, blasenhaltiges Schmelzglas. Für die experimentell erzeugten diaplektischen Labradoritgläser werden Dichten von 2,53 bis 2,57 und Werte für die Lichtbrechung von 1,533 bis 1,537 angegeben. Diese Angaben stimmen mit den in Tabelle 12 aufgeführten Meßergebnissen für diaplektisches Glas vom Mt. Babel überein.

DE CARLI et al. (1967) haben orientierte Labradoriteinkristalle (Stoßwellenfront parallel zur (o1o)-Fläche bei verschiedenen Druckbeanspruchungen auf Stoßwelleneffekte hin untersucht, die in der Tabelle 15 zusammenfassend dargestellt sind. Aus den Untersuchungsergebnissen folgt, daß die Grenze zwischen der Bruchdeformation und plastischen Deformation unter Ausbildung von planaren Elementen für Labradorite etwa bei 15o kbar liegt. Bei etwa 33o kbar ist der Labradorit vollständig in diaplektisches Glas umgewandelt, wodurch eine zweite wichtige Grenze

festgelegt ist, die sich auf der Hugoniot-Kurve in einem Knickpunkt wiederspiegelt (nähere Ausführungen in Kapitel XI).

Druck in kbar	Phasenzustand der Labradorite
150 ± 3	Milchig weiße Körner, bedingt durch zahlreiche Brüche, undulöse Auslöschung, irreguläre Flecken erniedrigter Doppelbrechung, vereinzelte planare Elemente, schmale isotrope Bereiche an Brüche gebunden, weitgehend unveränderte Kristallbereiche, Dichte kaum erniedrigt.
285 ± 2	Klare durchscheinende Körner, etwa 95 % umgewandelt in Material mit sehr niedriger Doppelbrechung, Dichte und Lichtbrechung stark herabgesetzt, röntgenamorph.
323 ± 3	Vollständig umgewandelt im Material mit sehr niedriger Doppelbrechung (Maskelynit), röntgenamorph.

Tabelle 15: Stroßwelleneffekte in Labradoriten nach DE CARLI et al 1967.

XI . Diskussion der Deformationsstrukturen und physikalischen Eigenschaften der diaplektischen Plagioklasphasen und ihre Beziehung zur Hugoniot-Zustandsfunktion des Plagioklases.

Durch dynamische Hochdruckexperimente mit Stoßwellen wurden von AHRENS et al. (1968) exakte Daten der Hugoniot-Zustände für Plagioklase ermittelt, die in der Hugoniot-Kurve (Abbildung 60) dargestellt sind. Oberhalb der dynamisch elastischen Grenze wurden für die Feldspäte Umwandlungsbereiche mit einer anomal hohen Kompressibilität beobachtet.

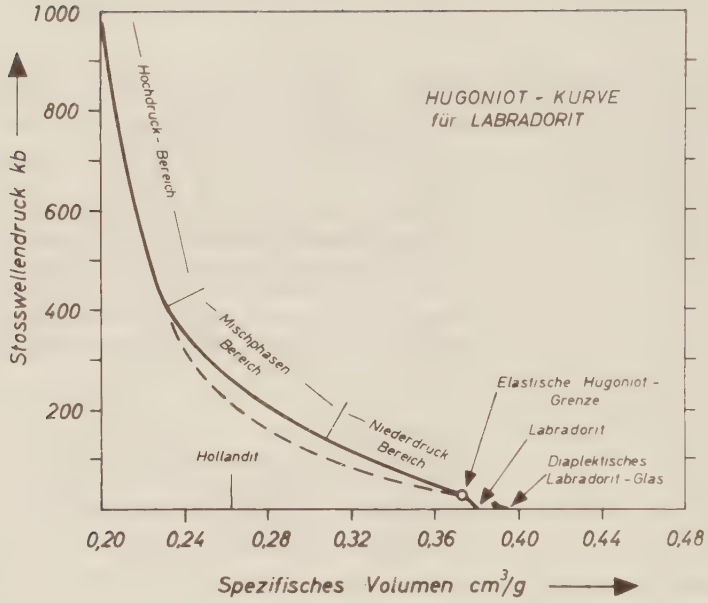


Abbildung 6o: Hugoniot-Kurve für Labradorit nach Angaben von AHRENS et al (1968), s. Text.

Das gleiche fanden McQUEEN et al (1967) für Anorthosite. Die Hugoniot-Zustände zeigen an, daß sich bei sukzessiv steigenden Stoßwellendrucken im Bereich oberhalb der elastischen Grenze bis etwa 3oo und 4oo kbar die Feldspäte allmählich in eine Phase hoher Dichte und hohen Druckes umwandeln. Diese Hochdruckphase entspricht aller Voraussicht nach der Rutil-ähnlichen Hollandit-Struktur mit einer 6-er Koordination des Siliziums, die von RINGWOOD et al (1967) durch statische Hochdruckexperimente für Mikroklin oberhalb 12o kbar synthetisiert werden konnte. Diese Phase hat eine Dichte von 3,858 g/cm^3 beim Druck Null. Aus den Hugoniot-Daten, insbesondere den aus den adiabatischen Druckentlastungskurven kalkulierten Dichten der Hochdruckmodifikation beim Druck Null (zero pressure density), ergibt sich, daß die Feldspäte in einem Druckbereich

von 3oo bis 1ooo kbar nahezu vollständig in die Hollandit-Struktur umgewandelt sind.

Der sog. Niederdruck-Bereich (low pressure regime) repräsentiert den geometrischen Ort für Hugoniot-Zustände, in dem die Plagioklase in ihrer normalen Phase (low pressure phase) erhalten bleiben und elastische und plastische Verformungen ohne Phasenumwandlungen eintreten. Die Grenze zum Mischphasen-Bereich liegt für Labradorit bei etwa 15o kbar. Erst oberhalb 15o kbar setzen Phasenumwandlungen ein.

Der Bereich der anomalen Kompressibilität, die bei den Plagioklasen mit steigendem Druck zunächst zunimmt anstatt, wie normaler Weise, abzunehmen, liegt etwa zwischen 15o und 3oo-4ookbar. In diesem sog. Misch-Phasen-Bereich (mixed phase regime) wird bei zunehmendem Druck der Plagioklas teilweise, in sukzessiv steigendem Maße, in eine Hochdruckphase umgewandelt, so daß er aus einer Mischung von Ausgangsmaterial, d.h. kristallinem Plagioklas und Hochdruckmodifikation besteht.

Im sog. Hochdruckbereich (high pressure regime) oberhalb 3oo bis 4oo kbar setzt eine normale, mit steigendem Druck abnehmende Kompressibilität ein, die eine nahezu vollständige Umwandlung in eine dichtgepackte Hochdruckphase (Hollandit-Struktur) anzeigt.

Die nach der Druckentlastung gefundenen Dichten der verschiedenen Phasenbereiche liegen sämtlich unter der des Ausgangsmaterials, wobei die niedrigsten Dichtewerte erreicht werden, wenn das Material bis zu Drucken oberhalb 3oo-4oo kbar, d.h. bis in den Hochdruckbereich hinein komprimiert worden war. AHRENS et al. (1968) deuten diese Erscheinung so, daß die oberhalb 15o kbar in zunehmendem Maße gebildete Hochdruckmodifikation nicht (oder nur zu ganz geringem Anteil) metastabil erhalten bleibt und bei der Druckentlastung in einen ungeordneten Zustand zerfällt, der als amorphe Plagioklasphase in Form von diaplektischem Glas zurückbleibt. Dies bedeutet, daß diaplektisches Glas aus Meteoritenkratern oder Rückgewinnungsexperimenten mit Stoßwellen während der

Stoßwellenkompression durch eine Phasenumwandlung des Plagioklas in die Hollanditstruktur umgewandelt war und dann durch Reversion während der Dekompressionsphase in amorphem glasigem Zustand erhalten blieb.

Diese experimentellen Untersuchungsergebnisse lassen sich mit den Deformationsstrukturen und Umwandlungserscheinungen der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Labradorite (und allgemein aller Plagioklase) in völlige Uebereinstimmung bringen. Der Niederdruckbereich (bis 15o kbar ist durch Bruchdeformation und geringe plastische Verformung der Plagioklase gekennzeichnet. Bei Stoßwellendrucken bis zu 15o kbar wurden in dieser Beanspruchungsstufe stark zerbrochene Kristalle, undulös auslöschende Deformationsbänder, teilweise geornete bis ungeordnete Si, Al-Verteilung innerhalb der Plagioklasstruktur, geringe Abnahme von Dichte, Lichtbrechung und Doppelbrechung und Intensitätsabnahme der Infrarotabsorptionsspektren beobachtet . Planare Elemente treten noch nicht auf.

In dem Mischphasenbereich von 15o bis ca. 33o kbar bilden sich alle beobachteten Arten der planaren Elemente aus. Die noch anisotropen Kristalle haben eine hoch ungeordnete Si,Al-Verteilung. Dichte, Licht- und Doppelbrechung nehmen stärker ab, wobei auf Grund der gemessenen Hauptbrechungsindizes optisch zweiachsige und optisch einachsige Kristalle unterschieden werden können. Die Absorptionsbanden der Infrarotspektren verlagern sich in Richtung auf die für das entsprechende Glas charakteristische Wellenlänge unter weiterer Abnahme der individuellen Absorption und Intensität. Röntgenographisch erscheinen nur noch die stärksten Linienreflexe. Die Kristalle sind teilweise fleckenhaft, bis stark isotropisiert. Nach den Feststellungen von AHRENS et al (1968) ist der Mischphasenbereich durch Phasenumwandlungen charakterisiert. Die Tatsache, daß die planaren Elemente fast ausschließlich isotrop sind, weist nach den oben gemachten Feststellungen darauf hin, daß sich im Bereich dieser feinen submikroskopischen bis mikroskopischen Lamellen während der Stoßwellenkompression die Hochdruckphase gebildet hat, die nach der

Druckentlastung in das amorphe, ungeordnete diaplektische Glas zerfallen ist, aus dem die planaren Elemente nunmehr bestehen. Sie sind nach niedrig indizierten kristallographischen Richtungen orientiert, die als Spuren aktiver Gleitflächen während der Kompressionsphase in Gang gesetzt wurden. Die Gittergleitungen erfolgen nach Richtungen, in denen die Plagioklasstruktur am stärksten komprimierbar ist. Die vereinzelt beobachteten Verbiegungen und Versetzungen von planaren Elementen beweisen, daß Gleitprozesse stattgefunden haben müssen. Die diaplektischen Plagioklase des Mischphasenbereiches bestehen aus Mischungen von kristallinem, d.h. nicht umgewandeltem und glasigem Material. Die physikalischen Eigenschaften dieser Mischphasen ergeben sich als über den gesamten Kornbereich integrierte Mittelwerte, die sich aus den Prozentanteilen von kristalliner und amorpher Substanz summieren lassen (vgl. v. ENGELHARDT und BERTSCH, 1969). Bei etwa 330 kbar bestehen die diaplektischen Phasen bereits zum größten Teil aus der glasigen Komponente.

Zwischen 300 und 350 kbar ist eine Diskontinuität im Kompressionsverhalten der Plagioklase bei der Stoßwellenbeanspruchung zu beobachten, die in der Hugoniot-Kurve durch einen Knickpunkt angezeigt ist. Das bedeutet, daß der Plagioklas oberhalb dieser Grenze fast vollständig in seine Hochdruckmodifikation umgewandelt ist, die infolge ihrer dichten Packung bei zunehmenden Drucken nur noch schwer komprimierbar ist. Nach der Entlastung zerfällt die instabile Hochdruckphase in diaplektisches Glas. Proben, die nahezu völlig aus diaplektischem Glas bestehen, müssen also bis in den Hochdruckbereich der Hugoniot-Kurve verdichtet worden sein. Aus dynamischen Rückgewinnungsexperimenten ist bekannt, daß bei 330 kbar eine nahezu vollständige Phasenumwandlung stattgefunden haben muß, während bei Drucken von 280 kbar noch doppelbrechende Bereiche vorliegen. In diesem engen Druckintervall ändern sich also die Hugoniotzustände der Plagioklase sprunghaft und diskontinuierlich. Diese experimentell gefundene Unstetigkeit zwischen dem Mischphasenbereich und Hochdruckbereich muß sich in strukturempfindlichen Eigenschaften des von der Stoßwellenmetamorphose betroffenen Materials beim Druck Null widerspiegeln. Tatsächlich konnte in den Labradoriten von Mt. Babel eine Diskontinuität in der Abhängigkeit von Dichte und Lichtbrechung zwischen

den reinen diaplektischen Gläsern und den anisotropen diaplektischen Kristallen festgestellt werden. Die Lichtbrechung ändert sich in einem engen Dichteintervall sprunghaft (vgl. Abbildung 51). Dieser Dichteintervall von 2,59o bis 2,6oo g/cm^3 entspricht dem engen Druckintervall von 3oo bis 35c kbar in der Hugoniotzustandsfunktion. Beide beschriebenen Diskontinuitäten korrespondieren miteinander.

Somit hat sich gerade die Messung von Dichte und Lichtbrechung als äußerst empfindlicher Indikator für die verschiedenen strukturellen Zustände der diaplektischen Plagioklasphasen bewährt. Die analytischen Untersuchungen des natürlich stoßwellenbeanspruchten Materials aus dem Manicouagan Krater stehen in guter Uebereinstimmung mit experimentellen Beobachtungen und Messungen aus dynamischen Hochdruckversuchen mit Stoßwellen.

Die in Kapitel VII,2 unterschiedenen optisch zweiachsigen und optisch einachsigen Kristalle sind vermutlich keine reellen Phasen verschiedener Symmetrie. Vielmehr muß man annehmen, daß die Einachsigkeit durch die starke Annäherung der drei Hauptbrechungsindizes vorgetäuscht wird und nur noch zwei Hauptbrechungsindizes mikroskopisch aufgelöst werden können.

In Anlehnung an das von STOEFFLER ,(1967) entwickelte Schema einer fortschreitenden Stoßwellenmetamorphose und unter Berücksichtigung natürlicher und experimentell erzeugter Stoßwelleneffekte sowie genauer Hugoniot-Daten, können verschiedene Beanspruchungsstufen des von der Stoßwellenmetamorphose betroffenen Plagioklases unterschieden werden, die in der Tabelle 16 aufgeführt sind. Der Bereich der Mineral- und Gesteinsaufschmelzung, der oberhalb von 55o kbar und 15oo ^{o}C liegt, wurde im Anorthosit vom Mt. Babel nicht beobachtet.

Tabelle 16:

Zustand in der Stoßwelle	Druck in kbar	Restemperatur + in °C	Art der Deformation und Zustandsformen des Pagioklases nach der Druckentlastung
Nieder-Druck-Bereich	6o bis 15o	1oo	Bruchdeformation und geringe plastische Deformation: zerbrochene Kristalle, Deformationsbänder im Plag., teilweise geordnete bis ungeordnete Si, Al-Verteilung im Plagioklas, weitgehend normale physikalische Eigenschaften.
Misch-Phasen-Bereich	15o bis 33o	1oo bis 25o	Plastische Deformation: diaplektische Labradoritkristalle, hoch ungeordnete Si, Al-Verteilung im Plagioklas mit planaren Elementen, Isotropisierung, erniedrigte Licht- und Doppelbrechung und Dichte, Verlagerung der IR-Banden mit Intensitätsabnahme bei Plagioklas. und Verschwinden der schwachen Röntgenreflexe.
Hoch-Druck-Bereich	33o bis 5oo	25o bis 14oo	Diaplektisches Glas (totale Isotropisierung) niedriger Dichte und Lichtbrechung, Verlust der individuellen IR-Absorption, IR-Spektrum entsprechend dem des Schmelzglases, röntgenamorph.

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Deformationsstrukturen und Umwandlungserscheinungen im Anorthosit sind als sichere Anzeichen für eine meteoritische Entstehung des Manicouagan Kraters zu werten, da derartige Gesteins- und Mineralbeanspruchungen nur durch Stoßwellen erzeugt werden können, die bei geologischen Prozessen in der Erdkruste nicht auftreten können.

Aehnliche Erscheinungen wurden bereits von verschiedenen Autoren an Gesteinen und Mineralen aus verschiedenen Meteoritenkratern der Erde beobachtet. Die hier an dem hervorragenden Probematerial durchgeführten Untersuchungen stellen einen neuen Beitrag zum Verständnis der physikalischen Zustandsformen der von der Stoßwellenmetamorphose betroffenen Gesteine dar.

+ Interpolierte Näherungswerte nach Angaben von AHRENS et al (1968).

XII. ZUSAMMENFASSUNG

Der Manicouagan Krater in Quebec, Canada , ist auf Grund der Gestalt, Struktur und Petrographie seiner Gesteine vermutlich durch einen Meteoriteneinschlag entstanden. In der vorliegenden Arbeit wird am Beispiel des im Kraterzentrum gelegenen Anorthositmassivs ein Beitrag zu dieser Entstehungshypothese geliefert. Die Plagioklase und akzessorischen Minerale zeigen charakteristische Deformationsstrukturen und Umwandlungserscheinungen, die durch eine Stoßwellenbeanspruchung des von dem Meteoriteneinschlag betroffenen Anorthosits hervorgerufen worden sind. Die optische Orientierung der Plagioklase wurde bestimmt. Es ergibt sich bei zunehmender Stoßwellenbeanspruchung eine hoch ungeordnete Verteilung der Si, Al-Atome im Plagioklasgitter. Neben der Bruchdeformation der Minerale bei geringer Druckbeanspruchung treten durch plastische Deformation bei höheren Drucken Isotropisierungserscheinungen und verschiedene Arten von planaren Elementen im Plagioklas, Skapolith und Apatit auf, die als Spuren aktiver Gleitflächen im Kristallgitter nach niedrig indizierten kristallographischen Richtungen verlaufen. Im Plagiokla liegen die meisten planaren Elemente in den Zonen [100] , [010] und [00 Sie lassen im Sterogramm bei pseudokubischer Aufstellung eine hoch symmetrische Verteilung erkennen. Im Skapolith sind die planaren Elemer vornehmlich nach {100} und {001} orientiert. Die physikalischen Eigenschaften der sog. diaplektischen Plagioklasphasen unterscheiden sich von denen des unbeanspruchten Kristalls und seinem Schmelzglas gleicher chemischer Zusammensetzung. Dichte, Lichtbrechung und Doppelbrechung ändern sich diskontinuierlich und stufenweise vom normalen Kristall über die diaplektischen Kristalle zum diaplektischen Glas, welches sich durch submikroskopische und lamellare Inhomogenitäten in seinen physikalischen Eigenschaften vom Schmelzglas unterscheidet. Untersuchungen über das Infrarotabsorptionsverhalten und röntgenographische Analysen ergeben in Uebereinstimmung mit mikroskopischen Befunden, daß die diaplektischen Labradoritphasen als Mischungen von normalem kristallinem und glasigem Material aufzufassen sind. Ihre physikalischen Eigenschaften ergeben sich aus dem prozentualen Mischungsverhältnis beider Komponent

Die beobachteten Erscheinungsformen werden mit experimentell erzeugten Stoßwelleneffekten aus Rückgewinnungsexperimenten bei definierten Druckbedingungen verglichen und in Abhängigkeit von der Hugoniot-Zustandsfunktion diskutiert. Sie lassen sich in drei Beanspruchungsstufen der Stoßwellenmetamorphose entsprechend dem Niederdruckbereich, Mischphasenbereich und Hochdruckbereich einordnen. Im Niederdruckbereich treten Bruchdeformation und geringe Anzeichen für plastische Verformung auf. Der Mischphasenbereich ist durch die Bildung von planaren Elementen gekennzeichnet, die durch Phasenumwandlungen während der Stoßwellenkompression in eine Hochdruckmodifikation mit Hollandit-Struktur umgewandelt waren und nach der Druckentlastung in eine amorphe Phase (diaplektisches Glas) zerfallen sind, aus dem sie nunmehr bestehen. Bei stärkster Beanspruchung tritt schließlich vollständig diaplektisches Glas auf, das bei der Verdichtung bis in den Hochdruckbereich komprimiert war, d.h. aus der sechserkoordinierten Hochdruckmodifikation von Plagioklas bestand, die nicht metastabil erhalten blieb und sich beim Druck Null in diaplektisches Glas geringerer Dichte und Lichtbrechung als der des kristallinen Ausgangsmaterials zurückverwandelte.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. v. Engelhardt, danke ich für die Ueberlassung des interessanten Themas und für die Unterstützung, die er mir während der Bearbeitung zuteil werden ließ. Herrn Dr. D. Stöffler danke ich für klärende Diskussionen und Ratschläge. Ferner fühle ich mich allen wissenschaftlichen und technischen Mitarbeitern des Tübinger Mineralogischen Instituts für ihre stete Hilfsbereitschaft zu Dank verpflichtet. Dem Ministère des Richesses Naturelles der Landesregierung der Provinz Quebec, Canada sowie dem Leiter der Untersuchungsgruppe Herrn J. Murtaugh danke ich für die großzügige Unterstützung bei den Geländearbeiten im Manicouagan Krater.
Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit gedankt.

XIII. LITERATURVERZEICHNIS

AHRENS, T.J. and GREGSON, V.G.: Shock compression of crustal rocks: data for quarz, calcite and plagioklase rocks. - J.Geophys. Research 1969, 4833-4873 (1964).

-, and ROSENBERG, J.T.: Shock metamorphism: experiments on quarz and plagioklase. - Proceed. of the Conf. on Shock Metamorphism of Nat. Materials, Greenbelt, April, 14-16 (1966), Mono Bock Corp., Baltimore (1968).

- , PETERSON, C.F. and ROSENBERG, J.T.: Shock compression of feldspars. - Contrib. 1563, Div. of Geol.Sc., Calif.Inst. of Techn., Pasadena. (1968 a), im Druck.

- , ANDERSON, D.L. and RINGWOOD, A.E.: The equation of state and crystal structures of high pressure phases of silicates and oxides. - Contrib. 1571, Div. of Geol.Sc., Calif. Inst.of Techn., Psadena (1968 b), im Druck.

BALDWIN, R.B.: The measure of the moon. - Univ. of Chicago Press (1963).

BAMBAUER, H.U.: Feldspat-Familie. In W.E. TROEGER: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil II, 654-754. - Stuttgart, E.Schweizerbart (1967).

BEALS, C.S.: The identification of ancient craters. - Ann.New York Acad.Sci., 123 , 9o4-914 (1965).

-, INNES, M.J.S. and ROTTENBERG, J.A.: Fossil meteorite craters. In: The solar system. - (ED.: Middlehurst and Kuiper), IV, 235-284, Univ.of Chicago Press (1963).

-, and HOLLIDAY, I: Impact craters of the earth and the moon. - J.Roy. Astronomical Soc. Canada, 59, 2oo-216 (1965).

BRIDGMAN, P.W.: The linear compressibility of thirteen natural crystals. - Am. J.Sci., 5th Ser. 15 , 287 (1928).

BUNCH, T.E. and COHEN, A.J.: Shock deformation of quartz form two meteorite craters. - Bull. Geol.Soc.Am., 75 , 1263-1266 (1964).

-, DENCE, M.R. and COHEN, A.J.: Natural terrestrial maskelynite. - Am. Mineralogist, 52 , 244-253 (1967).

BURRI, C.: Optische Charakterisierung von zwischen Hoch- und Tieftemperaturform gelegenen Uebergangsstadien bei Plagioklasen. - Z.Krist., 1o8 , 15-43 (1956).

BURRI, C.: A survey of feldspar twinning. -Norsk. Geol. Tidsskr. 42 Halvbd. 2 (feldspar Vol.) , 193-2o6 (1962).

- PARKER, R. L. und WENK, W.: Die optische Orientierung der Plagioklase. - Basel, Birkhäuser (1967).

CARTER, N. L.: Basal quartz deformation lamellae - a criterion for recognation of impactities. - Am. J. Sci 263 , 786-8o6 (1963).

CHAO, E. C. T.: Ries on the progressive stages of impact metamorphism. - Fortschr. Mineral. 44 , 139-14o (1967).

-, SHOEMAKER, E. M. and MADSEN, B. M.: First natural occurence of coesite. - Science, 132 , 22o -222 (196o).

-, FAHEY, J. J. and LITTLER, J.: Coesite from Wabar crater, near Al Hadida, Arabia. - Science, 133 , 882-883 (1961).

COLE, W. F., SOERUM, H. and TAYLOR, W. H.: Structures of the plagioclase feldspars. - Acta Cryst. , 4 , 2o-29 (1951).

CURRIE, K. L.: Geochemistry of some large canadian craters. - Nature, 218 , 457-459 (1968).

DAVID, E.: Großmeteoriteneinschläge und Tektite. - Z. Geophys., 32, 539-55o (1966).

DE CARLI, P. S., AHRENS, T. J. and PETERSEN, C. F.: The effect of shock waves on meteorites. - Stanfort Research Inst., Quaterly Progress Report Nr. 3, June 3o, (1967).

DENCE, M. R.: A comparative structural and petrographic study of probable canadian meteorite craters. - Meteoritics, 2, 249-27o (1964).

-: The extraterrestrial origin of canadian craters. Ann. New York Acad. Sci., 123, 941-969 (1965).

-, Shock zoning at canadian craters: petrography and structural implications. - Proceed. of the Conf. on Shock Metamorphism of Natural Materials, Greenbelt, April, 14-16 (1966), Mono Boo Corp., Baltimore (1968).

DIETZ, R. S.: Astroblemes: Ancient meteorite impact structures on the earth. In.: The solar system. - (Ed.: Middlehurst and Kuiper IV, 285-3oo, Univ. of Chicago Press (1963).

DIETZ, R.S.: Shatter cones in cryptoexplosion structures. - Proceed of the Conf. on Shock Metamorphism of Natural Materials, Greenbelt, April, 14-16 (1966), Mono Book Corp., Baltimore (1968).

ENGELHARDT, W.v.: Neue Beobachtungen im Nördlinger Ries. - Geol. Rundschau, 57 , 165-188 (1967).

-: Chemical composition of Ries gläss bombs. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 31 , 1677-1689 (1967).

- und STOEFFLER, E.: Spaltflächen im Quarz als Anzeichen für Einschläge großer Meteoriten. - Naturwiss., 52, 489-49o (1965).

-, ARENDT, J., STOEFFLER, D., MUELLER, W. F., JEZIOKOWSKI, H. und GUPSER, R.A.: Diaplektische Gläser in den Breccien des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stoßwellenmetamorphose. - Contr. Mineral. and Petrol. 15 , 91-1oo (1967).

- , and DENCE, M.R.: Petrographical investigations of glasses from the West Clearwater Lade crater, Quebec. - Publ. Dom. Obs. (1967) in Vorbereitung.

- , and STOEFFLER, D.: Stages of shock metamorphism in crystalline rocks of the Ries basin (Germany). - Proceed of the Conf. on Shock Metamorphism of Natural Materials, Greenblet, April, 14-16 (1966), Mono Book Corp., Baltimore (1968).

-, und BERTSCH, W.: Shock induced planar deformation structures in Quartz from the Ries crater, Germany. - Contr. Mineral. and Petrol., 2o , 2o3 -234 (1969).

HAFNER, S. und LAVES, F.: Ordnung/Unordnung und Ultraotabsorption. II. Variation der Lage und Intensität einiger Absorptionen von Feldspäten. Zur Struktur von Orthoklas und Adular. -Z. Krist., 1o9 , 2o4-225 (1957).

HOERZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. - Beitr. Mineral. u. Petrog. 11 , 621 -661 (1965).

INNES, M.J.S.: Recent advances in meteorite crater research at the Dominion Observatory, Ottawa, Canada . - Meteoritics, 2, 219-241 (1964).

- , DENCE, M.R. and ROBERTSON, P.B.: Recent geological and geophysical studies of canadian craters. - Proceed. of the Conf. on Shock Metamorphism of Natural Materials, Greenbelt, April, 14-16 (1966), Mono Book Corp., Baltimore (1968).

JOHNSON, G. W., HIGGINS, G. H. and VIOLET, C. E.: Underground nuclear detonations. - J. Geophys. Research, 64 , 1457 (1959).

LAVES, F.: Mechanische Zwillingsbildung in Feldspäten in Abhängigkeit von Ordnung-Unordnung der Si:Al-Verteilung innerhalb des $(Si,Al)_4O_8$- Gerüstes. - Naturwiss., 23 (1952).

- , und HAFNER, S.: Ordnung/Unordnung und Ultrarotabsorption (Al/Si)-Verteilung in Feldspäten. - Z. Krist., 1o8 , 52-63(1956).

McINTYRE, D. B.: Impact metamorphism at Clearwater Lake, Quebec. - J. Geophys. Research, 67 , 1647 (1962).

Mc QUEEN, R. G., MARSH, S. P. and FRITZ, I. N.: Hugoniot equation of state of twelfe rocks. - J. Geophys. Research, 71 , 4999-5o36 (1967).

MILTON, D. J. and DE CARLY, P. S.: Maskelynite: Formation by explosive shock. - Science, 14o , 67o-671 (1963).

MUELLER, W. F. und HORNEMANN, U.: Experimentelle Untersuchungen über die Wirkung von Stoßwellen auf Quarz, Feldspat und andere Mineralien. - 45. Jahrestag. der Dtsch. Mineralog. Ges., Berlin, 9.1o. (1967), unveröffentlicht.

PABST, A.: Large and small garnets from Fort Wrangell, Alaska. - Am. Mineralogist, 28 , 233-245 (1943).

RINEHART, J. S.: Intense destructive stresses resulting from stress wave interactions. - Proceed. of the Conf. on Shock Metamorphism of Natural Materials, Greenbelt, April , 14-16 (1966), Mono Book Corp., Baltimore (1968).

RINGWOOD, A. E., REID, A. F. and WADSLEY, A. B.: High pressure transformation of alkali alumosilicates and alumogermanates. - Eart Planet, Sci. Letters, 3 , 38-4o (1967).

RITTMANN, A.: Calcolo della associazione mineralogiche stabile nelle rocce ignee. - Rapp. Tecn. C. N. E. N. (Comit. Nat. Energia Nuc., Roma (in Vorbereitung).

ROBERTSON, P. B., DENCE, M. R. and VOS, M. A.: Deformation in rockforming minerals from canadian craters. - Proceed. of the Conf. on Shock Metamorphism of Natural Materials, Greenbeld, April, 14-16 (1966), Mono Book Corp., Baltimore (1968).

SEIFERT, K. E.: Deformation bands in Albite. Am. Mineralogist , 5o , 1469-1472 (1965).

SHOEMAKER, E. M. and CHAO, E. C. T.: New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany. - J. Geophys. Research, 66 , 3371-3378 (1961).

SHORT, N.M.: Shock processes in Geology. - Z. Geol.Educ. 14, 149-166 (1966).

- and BUNCH, T.E.: A worldwide inventory of features characteritic of rocks associated with resumed meteorite impact structures. - Proceed. of the Conf. on Shock Metamorphism of Natural Materials, Greenbelt , April, 14-16 (1966), Mono Book Corp., Baltimore (1968).

STOEFFLER, D.: Anzeichen besonderer mechanischer Beanspruchung an Mineralien der Kristallineinschlüsse des Suevits (Stoßwellen-metamorphose). - N.Jhb. Mineral.Monatsh., 9-11 , 35o-354 (1965).

- : Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stoß-wellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. - Contr.Mineral. and Petrol., 16 , 51-83 (1967).

- , Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks of the Nördlinger Ries crater. - Contr. Mineral. and Petrol. 12 , 15824 (1966).

TSCHERMAK, G.: Die Meteoriten von Shergotty und Gopalpur. - Sitzber. akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 65 , 122-146 (1872).

WILCOX, R.E.: Use of the spindle stage for determination of principal indices of refraction of crystal fragments. - Am. Mineral., 44 , 1272-1293 (1959).

L E B E N S L A U F

Am 26. Dezember 1940 wurde ich als Sohn des Diplom-Chemikers Adolf Dworak und seiner Ehefrau Erika, geb. Marbach, in Bad Harzburg geboren.

Die Volksschule besuchte ich ab Ostern 1947 in Bad Harzburg und 1949 bis 1952 in Wipperführth, Kreis Bergisch Gladbach. Ab 1952 besuchte ich das damalige Aufbaugymnasium in Wipperführth. Im Frühjahr 1962 legte ich die Reifeprüfung ab. Im Sommersemester 1962 begann ich das Studium der Geologie an der Bergakademie in Clausthal, das ich ab dem Sommersemester 1963 an der Universität Tübingen fortsetzte. Die Vorprüfung zur Diplomprüfung in Geologie legte ich im November 1964 ab. Im Wintersemester 1964/65 begann ich meine Diplomarbeit über "Die chemische Verteilung des Kaliums im Tonkopf eines Stubensandsteinprofils" unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. W. v. Engelhardt am Mineralogischen Institut der Universität Tübingen. Im Juli 1967 legte ich die Diplomprüfung in Mineralogie ab. Danach begann ich auf Anregung von Herrn Prof. Dr. W. v. Engelhardt meine Dissertation über das Thema "Stoßwellenmetamorphose des Anorthosits vom Manicouagan Krater, Quebec, Canada". Die Arbeit wurde im Frühjahr 1969 abgeschlossen.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten

in Mineralogie:	Borchert, v. Engelhardt, Dachs, Haussühl, G. Müller, Krause, Puchelt, Weiskirchner,
in Geologie:	Einsele, Lodemann, Martini, Pilger, Schindewolf, Schönenberg, Seilacher,
in Chemie:	Bues, Eugen Müller, Rüdorff, Siebert,
in Physik:	Krüger, H. Mayer, Möllenstedt, Nossek,
in Mathematik:	Törnig,
in Geographie:	Blume, Rother, Wilhelmy,
in Zoologie:	Grell, Möhres, Schwarz,

Druck: Polyfoto Dr. Vogt KG
Stuttgart 1, Königstraße 19 a
Telefon 29 10 63

Druck: Polyfoto Dr. Vogt KG
Stuttgart 1, Königstraße 19 a
Telefon 291063